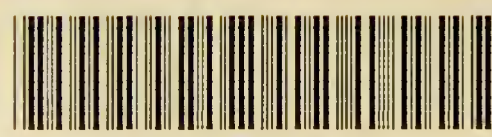

Das Luftmeer.
Die Grundzüge der Meteorologie und Klimatologie
von
Prof. Dr. F. Umlauft.
A. Hartleben's Verlag.

1/6


22102353644





Das Luftmeer.



Das Luftmeer.

Die Grundzüge der Meteorologie und Klimatologie

nach den neuesten Forschungen

gemeinfasslich dargestellt

von

Professor Dr. Friedrich Umlauft.

Mit 140 Abbildungen, 18 Karten und Diagrammen im Texte und 15 Separatkarten.



Wien. Pest. Leipzig.
A. Hartleben's Verlag.
1891.
Alle Rechte vorbehalten.

WELLCOME INSTITUTE LIBRARY

Coll.	welMOmec
Call No.	Q400
	1891
	U52L

K. k. Hofbuchdruckerei Carl Fromme in Wien.

Vorwort.

Das vorliegende Buch wendet sich an das große gebildete Lesepublicum. Seit jeher haben die meteorologischen Vorgänge die Aufmerksamkeit und das Interesse des Menschen auf sich gelenkt, aber spät erst ist es wissenschaftlichem Forschertrieb gelungen, einen Theil derjenigen Gesetze zu ergründen, nach denen sich jene Vorgänge vollziehen. Daraus erklärt sich, dass neben der wissenschaftlichen Witterungskunde auch eine ältere volksthümliche besteht, und noch ist es ersterer nicht gelungen, selbst in den Kreisen der Gebildeten die letztere vollends zu verdrängen. Ja nicht bloß behaupten sich noch vielfach alt überkommene Ansichten, welche mit den Lehren nüchterner Wissenschaft im Widerspruche stehen, sondern es gelingt auch neuen Theorien, welche nur den Schein der Wissenschaftlichkeit erborgen, in weiten Kreisen der modernen Meteorologie den Vorrang abzugewinnen, trotzdem dass diese auf große Errungenschaften innerhalb der letzten Jahrzehnte hinzuweisen vermag. Es ist daher wohl eine dankenswerte Aufgabe, die Lehren der wissenschaftlichen Meteorologie in gemeinfasslicher Darstellung für alle Gebildeten vorzutragen, damit diese nicht bloß Wesen, Ziel und Erfolge der neuen Witterungslehre kennen lernen, sondern auch für dieselbe gewonnen werden. Die Popularisierung der letzteren soll auch die Zahl ihrer Mitarbeiter vermehren; wie in der Astronomie, so kann auch auf dem Gebiete der Meteorologie die Mitarbeiterschaft von Laien oft von großem Werte sein.

In dem Bestreben, seine Leser über den gegenwärtigen Stand der wissenschaftlichen Meteorologie zu unterrichten, hat der Verfasser nur die neuesten und besten Quellen bei Abfassung seines Buches zu Rathe gezogen. Es waren daher in erster Linie die hochbedeutsamen Werke von Julius Hann, Heinrich Mohn, Alexander Woeikoff, W. J. van Bebber, Alexander Supan, Hermann J. Klein, Eugen Lommel, Theodor Reye, Siegmund Günther seine Leitsterne und Führer. Doch beschränkte er sich bei seiner Arbeit nicht auf diese meteorologischen Hauptwerke, sondern benutzte noch eine große Zahl von einschlä-

gigen Büchern, Abhandlungen und Fachzeitschriften, unter welch letzteren besonders die „Meteorologische Zeitschrift" zu nennen ist. Bei Detailangaben, sowie bei Schilderung der klimatischen Verhältnisse in den einzelnen Erdtheilen und Ländern wurden häufig Originalreiseberichte herangezogen. Dass der Verfasser auch bemüht war, die jüngsten Forschungen auf meteorologischem Gebiete weiten Kreisen bekannt zu machen, dürfte dem aufmerksamen Leser kaum entgehen. So wird er beispielsweise weder die epochemachenden Studien Eduard Brückners über Klimaschwankungen, noch J. Maurers Berechnungen über den Wert der Sternenstrahlung, weder G. Meyers Untersuchungen über den Einfluss des Mondes auf den Luftdruck, noch die Beobachtungen von R. Assmann über die Zusammensetzung des Nebels und der Wolken und die Structur des Reifes und Rauhfrostes, welche insgesammt im Laufe des Jahres 1890 publiciert wurden, unerwähnt finden.

Den Zwecken des Verfassers entsprach es, auch die historische Entwickelung der meteorologischen Wissenschaft zum Gegenstand der Erörterung zu machen; in dieser Absicht bot er nicht bloß in der Einleitung eine geschichtliche Übersicht ihres Entwickelungsganges, sondern hat den ganzen Text seines Buches, soweit es angezeigt schien, mit historischen Angaben begleitet. Er glaubte ferner einer Pflicht zu genügen, wenn er die Bildnisse aller derjenigen Männer, welche in den letzten Decennien die neue Meteorologie geschaffen oder wesentlich gefördert haben, in sein Buch aufnahm. Die beigegebenen Karten sind nach den besten Vorlagen, nach Hanns „Atlas der Meteorologie", dem „Physikalischen Atlas" von H. Berghaus, Petermanns „Geographischen Mittheilungen", Supans „Grundzügen der physischen Erdkunde", bearbeitet, zugleich aber alle auf dieselbe Projection und den gleichen Maßstab gebracht worden.

Hiermit übergibt der Verfasser seine Arbeit der Öffentlichkeit, mit dem innigen Wunsche, es möge ihm gelingen, die wissenschaftliche Witterungskunde auch in weitesten Kreisen zum Gegenstande eifrigerer Beachtung zu machen und ihr zahlreiche Freunde zuzuführen.

Wien, im Februar 1891.

Friedrich Umlauft.

Inhaltsverzeichnis.

Zweiter Hauptabschnitt: Klimatologie.

Einleitung.

Die Atmosphäre als wesentlicher Bestandtheil der Erde. — Die geologische Bedeutung der Luft. — Kreislauf des Wassers. — Abhängigkeit der organischen Lebewelt von Wetter und Klima. — Der Einfluss des Luftkreises auf den Menschen. — Historische Entwickelung der Witterungskunde: Alterthum, Mittelalter, Neuzeit. — Inhalt, Aufgaben und Eintheilung der modernen Witterungskunde: Meteorologie und Klimatologie.

Die Lufthülle oder Atmosphäre, welche als ein durchsichtiger, leichter Dunst den Erdball rings umschließt, ist ein wesentlicher Bestandtheil unserer Erde. Nicht bloß ist sie durch die Schwerkraft mit dieser verbunden und nimmt gleich dem Wasserocean an der Achsendrehung theil, sondern durch sie vollzieht sich der gesammte Lebensprocess auf der Erde. Die Atmosphäre ist in Wahrheit die Lebensluft unseres Planeten; ohne sie würde Schweigen und Tod auf seiner Oberfläche herrschen. Das feste, das tropfbarflüssige und das gasförmige Element, Erdball, Ocean und Luftmeer, bilden in ihrem Zusammenhange und ihren gegenseitigen Wechselwirkungen das Wesen unserer Erde — eine heilige Dreizahl, auf deren Unlösbarkeit die Existenz alles Lebens auf Erden beruht.

Durch die großen Strömungen der Luft, welche, unwandelbaren Gesetzen folgend, unaufhörlich zwischen dem Gleicher und den Polen kreisen, athmet die Erde. Diese Luftströme haben die Contraste zwischen Hitze und Kälte in den verschiedenen Breitegürteln auszugleichen, sie stellen die für alle Lebewesen nothwendige Mischung der die Atmosphäre zusammensetzenden Gase immer wieder her, sie verbinden durch ihren Hauch die entlegensten Länder untereinander. Unter ihrer Mitwirkung vollzieht sich der für die Erde und alles Lebende auf ihr so wichtige Kreislauf des Wassers von der Oberfläche des Erdballes durch die Atmosphäre wieder zu jener zurück.

Menschen, Thiere und Pflanzen, alle Wesen, die auf Erden sich bewegen oder ihre Wurzeln in den Boden senken, sind Kinder der Luft; aber in gewissem Sinne nicht minder die Wassergeschöpfe, denn die Luft dringt in alle ihr zugänglichen Räume, in die Poren der festen Körper wie des Wassers. Auch Licht und Wärme, deren die irdischen Lebewesen gleichfalls nicht entrathen können, werden ihnen durch die Luft vermittelt.

Nicht jeder denkt daran, welch bedeutsamer geologischer Factor die Atmosphäre ist, indem sie unablässig in der verschiedensten Weise an der Umgestaltung der Erdoberfläche thätig ist. Unter dem Einflusse der Luft erfolgt fortwährend eine Zersetzung der Gesteine, die Verwitterung, durch welche an jedem Punkte des festen Landes eine stetige Veränderung der Erdoberfläche vor sich geht. Im Vereine mit der nur durch den Kreislauf des Wassers möglichen Erosion arbeitet die Verwitterung an der stetigen Abtragung der Oberfläche, durch sie erhielten die Gebirge

ihre heutige Gestalt, ohne dieselbe aber auf die Dauer bewahren zu können, denn unablässig wirken jene Factoren, dem einen Endziele zustrebend, alle Unregelmäßigkeiten, Höhen und Tiefen auf der Erdoberfläche auszugleichen, die letztere einem Zustande vollkommenen Gleichgewichtes zuzuführen. Die Reihe der Vorgänge in diesem Nivellierungsprocesse ist eine unerschöpfliche.

Von dem Zustande der Luft vor allem hängt die Verdunstung des Wassers, hängt die zeitliche und örtliche Vertheilung der Niederschläge ab, so dass durch das Übermaß der letzteren die oft in hohem Grade umgestaltenden Überschwemmungen zustande kommen. Diese überschütten nicht bloß verheerend fruchtbare Gelände mit Sand- und Gesteinsmassen, sondern sie verlegen sehr oft die Betten der Flüsse und weisen den letzteren neue Wege. Ja, nach Woeikoffs geistvoller Auffassung können die Flüsse und Landseen direct als Producte des Klimas betrachtet werden.

Auch die Winde spielen eine geologisch wichtige Rolle. Die Wüsten sind nicht bloß pflanzenleer, weil trockene Winde regelmäßig über sie hinwegfegen, sondern diese letzteren häufen die Flugsandmassen, in welche bei heißer, trockener Luft die Gesteine zerfallen, zu ganzen Reihen von Hügelketten, so dass Sand- und Steinwüsten als Producte der Winde erscheinen. Der Wind kann auch die Umrisse der Küsten wesentlich verändern, da die Wogen des Meeres, welche einen so hervorragenden Antheil an der Gestaltung der Küsten haben, von ihm ihre Stoßkraft empfangen. Von dem mächtig gesteigerten Winde getrieben, erhebt sich das Meer zu gewaltiger Sturmflut und bricht dann siegreich über das Land herein, diesem weite Flächen entreißend. Auf solchem Wege entstanden bekanntlich im 12. Jahrhundert die Zuidersee, im folgenden der Jahdebusen und der Dollart. Nicht minder sind die durch regelmäßig wehende Winde im Gange erhaltenen Driftströmungen des Meeres an der Umgestaltung der Erdoberfläche thätig. Die Halbinsel Florida ist, wie kaum bezweifelt werden kann, durch den sogenannten Golfstrom, welcher die mit dem Mississippi ins Meer kommenden Schlammassen hier aufdämmte, gebildet worden. Und die Umrisse des Mississippideltas selbst hat wahrscheinlich der Südostpassat gestaltet, welcher in dieser Gegend herrscht, und die sogenannte Südpassage, die sich gerade in der Richtung dieses herrschenden Windes öffnet, wird fast ganz durch die Schlammbank versperrt, die das Meer quer durch den Strom aufgebaut hat.

Endlich dürfen auch die von klimatischen Verhältnissen abhängigen Erscheinungen der Lawinen und der Gletscher in ihrer geologischen Bedeutung nicht übersehen werden, welche beide Gesteinsmassen von den Bergeshöhen zu Thale fördern und dadurch ebenfalls an der Umgestaltung der Erdoberfläche mitwirken.

Durch ihre Atmosphäre tritt die Erde in die so merkwürdige Beziehung zum Weltenraum, aus dem sie eine stete Bereicherung ihrer Masse gewinnt. Indem die vereinzelt oder in Scharen die Sonne umkreisenden planetarischen Meteoriten, in die Nähe der Erde gelangend, von dieser angezogen werden, gelangen sie in die irdische Atmosphäre, die sie mit großer, stets wachsender Geschwindigkeit durchmessen, so dass sie durch die Reibung alsbald erglühen und sich entzünden und als Sternschnuppen oder Feuerkugeln sichtbar werden, bei größerer Masse aber als Meteorsteine auf die Erdoberfläche herabstürzen; oder sie lösen sich auf ihrem Wege durch die Luft in meteorischen Staub auf, der ebenfalls auf die Erde gelangt. So konnte Nordenskiöld zu der Annahme gelangen, die ganze Erde bestehe überhaupt größtentheils nur aus Meteorstaub, der sich nach und nach um einen verhältnismäßig kleinen, ursprünglichen Kern gesammelt habe. Das eine aber steht fest, dass die Atmosphäre uns vor den zahllosen Fällen von Meteoren besser schützt, als es der stärkste Panzer vermöchte; denn dieser wäre von dem fortwährenden Anprall dieser kleinen Weltkörper, welche wohl ununterbrochen zur Erde sich herabsenken,

längst zertrümmert, während die meisten der in unsere Lufthülle eintretenden Meteoriten durch diese zum Glühen gebracht werden und schadlos verbrennen, ehe sie die Oberfläche der Erde erreichen.

Dem Auge des Laien viel leichter erkenntlich und seinem Gedankenkreise näher liegend, ist die Abhängigkeit der organischen Lebewelt unserer Erde von den Erscheinungen und Verhältnissen der Atmosphäre, von Wetter und Klima. Die für das Gedeihen der Pflanzen wichtigsten klimatischen Factoren sind Sonnenschein und Regen; ein zu geringes Ausmaß von beiden kann fast jeden Pflanzenwuchs verhindern. Auch die Physiognomik der Gewächse ist von den klimatischen Verhältnissen abhängig, so daſs deren Einfluſs auf das landschaftliche Bild einer Gegend als Klimawirkung aufgefaſst werden kann. Welche Gegensätze der Landschaft werden beispielsweise durch den verschiedenen Anblick der Vegetation im Sommer oder im Winter gemäßigter Breiten dargestellt, welch eigenartige Bilder bieten eben durch ihre Vegetationsformen Steppe, Heide, Tundra, welchen Contrast der nordische Nadelwald gegenüber einem Palmenhain! Noch sei bemerkt, daſs Winde und Driftströmungen des Meeres als Verbreiter von Pflanzensamen ihre Rolle spielen. Die geflügelten Samen von Ahorn, Ulmen u. s. w., sowie Früchte mit Samenkronen oder mit Haarschöpfen, wie die der Pappeln und Weiden, werden durch den Wind weit verbreitet und es ist sehr wahrscheinlich, daſs die Cocospalme von den Küsten Amerikas durch die Äquatorialströmung des Stillen Oceans bis nach Ceylon gekommen ist.

Um auch des atmosphärischen Einflusses auf die Thierwelt zu gedenken, so ist zur Genüge bekannt, wie die Lebensweise und Nahrung, das wechselnde Kleid, die Wanderzüge, der Winterschlaf u. s. w. vom Klima abhängig sind.

Und nun erst der Mensch! Da, wie Ritter sagt, die Erde nicht bloß die Wohnstätte, sondern auch das Erziehungshaus des Menschengeschlechtes ist, so müssen wir die Rassen-, Nations- und Culturunterschiede zunächst mit den Klimaverhältnissen in Zusammenhang bringen. Wie verschieden faſst zumeist durch das Klima die Natur den Menschen an, den einen, indem sie in überschwenglicher Fülle ihm spendet, was sie zu bieten vermag, zu bequemer Sorglosigkeit verführend, den anderen, indem sie ihn durch die harte Schule von Mühe und Entbehren zwingt, zur vollen Entfaltung seiner körperlichen und geistigen Kräfte geleitend. Durch die klimatischen Verhältnisse, von denen die größere oder geringere Fruchtbarkeit eines Landes abhängt, wird dieses auch in verschiedenem Grade bewohnbar. So drängen sich von den 830 Millionen Bewohnern Asiens auf dem durch den Sommermonsun genetzten Südosten, auf einem Raume von 12,279.000 km^2, 750 Millionen zusammen, wogegen auf das übrige, außerhalb dieses segensreichen Windes gelegene, nicht weniger als 32,822.000 km^2 umfassende Gebiet 80 Millionen Menschen sich weithin weniger dicht vertheilen.

Vor allem die äußeren, materiellen Lebensbedingungen des Menschen hängen von Klima und Wetter ab; diese bestimmen seine Nahrung, Kleidung und Wohnung und seine Thätigkeit. Das oceanische Klima der Küstenländer und Inseln mit seiner im Laufe des ganzen Jahres mehr gleichmäßigen Temperatur ruft natürlich weniger Unterschiede im Pflanzen- und Thierleben, und darum auch in den Beschäftigungen der Menschen während der verschiedenen Jahreszeiten hervor, als das continentale Klima der Binnenländer mit seinen Temperaturextremen. In der Gegend von Orenburg am Ural z. B., deren mittlere Jännertemperatur 15° Kälte, und deren mittlere Julitemperatur 22° Wärme beträgt, gedeihen Melonen und Arbusen im Freien, aber nach Buchen und Obstbäumen sieht man sich vergebens um, der kalte Winter tödtet sie; und während im Sommer der bengalische Königstiger und zahlreiche

Antilopenschwärme bis hierher vordringen, nehmen im Winter Renthierherden ihren Platz ein. In Jakutsk in Ostsibirien wird im Sommer allerdings noch Getreide gebaut, aber die Winterkälte macht jeden Baumwuchs unmöglich. Ein großer Gegensatz besteht in den Wirtschaftsverhältnissen der ländlichen Bevölkerung zwischen den Ländern, wo das Vieh das ganze Jahr hindurch im Freien gehalten werden kann, und denjenigen Gegenden, wo man für winterliche Vorräthe sorgen muss. Anders gestaltet sich die Handelsthätigkeit in den Häfen, welche das ganze Jahr hindurch geöffnet sind, als in denen, welche während des langen Winters durch Eis blockiert werden. Die Häfen von Triest und Genua z. B. kennen eine Eisblockade gar nicht; der Hafen von Hamburg ist im Jahre durchschnittlich nur 42 Tage unzugänglich, der von St. Petersburg dagegen vom October bis April. In den Ländern oceanischen Klimas ist die Lage der arbeitenden Classe bevorzugt: die milde Wintertemperatur gestattet ihr, fast während des ganzen Jahres durch Arbeiten im Freien ihren Unterhalt zu verdienen. Dagegen folgt in den Ländern mit Continentalklima beim Eintritt des Winters auf die Zeit hastiger Erregtheit des Sommers eine lange Zeit voller Unthätigkeit. Gleichförmige Anstrengung und Arbeit sind Hauptbedingungen segensreichen Fortschrittes, und darum ist mit dem eben Gesagten ein Schlüssel für die Erklärung der herrschenden Stellung der Küstenstaaten Europas gegeben.

Kaum eine Thätigkeit des Menschen erscheint von Wind und Wetter abhängiger als die Schiffahrt. Der Wind ist noch heute neben dem Dampfe die bewegende Kraft der Schiffe; ihn sich richtig dienstbar zu machen, lehrt die Kunst des Segelns. Den Seewind benutzend, landet der Seefahrer bei Tage, und mit Hilfe des Landwindes sticht er bei Nacht ins Meer. Vor allem aber werden durch die Luftströmungen die Verkehrsbahnen der Völker über die Meere der Erde bestimmt. Die beständigen und periodischen Winde, die Passate und Monsune, führen den Schiffer, der mit ihnen segelt, schneller zum Ziele seiner Fahrt. Seitdem Columbus auf seiner ersten Reise den Nordostpassat entdeckt hat, ist der letztere in Verbindung mit der äquatorialen Meeresströmung das Gängelband für die europäische Marine nach Amerika geworden, während der Golfstrom die natürliche Bahn der Rückkehr darbot.

Wetter und Klima mit ihren wechselnden Vorgängen, als Sonnenschein, trübem Nebel, Regen und Winden, üben auch auf die Gesundheit und Gemüthsstimmung des Menschen einen tiefen Einfluss. Malaria, perniciöses Fieber und andere Klimakrankheiten sind allbekannt; wie die Luft ganzen Ländern den Pesthauch des Todes bringen kann, so vertreibt ihr Wehen auch wieder alle verderblichen Dünste und bringt Genesung und frische Lebensfreude. Das Himmelslicht in den verschiedenen Abstufungen seiner Intensität und Dauer steht in geheimnisvollem Verkehr mit dem Menschen, mit seiner geistigen Erregbarkeit, mit der trüben und heiteren Stimmung des Gemüthes. „Des Himmels Trübe verscheucht die Sonne und erheitert zugleich die Traurigkeit des Menschengemüthes," so schreibt schon Plinius, und der Dichter ruft begeistert aus: „Es freue sich, wer da athmet im rosigen Licht!" Wie in dunklen, finsteren Wohnungen und Stuben, so entwickelt sich auch in lichtarmen Gegenden mit fast beständig trübem, nebeligem Himmel der menschliche Körper und Geist nicht so vollkommen und rasch wie in Ländern mit klarem und durchsichtigem Himmel. Welche heitere Gemüthsstimmung herrscht beispielsweise unter der lebensfrohen Bevölkerung des sonnenhellen Italien. Dagegen wirken trüber Himmel und dicke Nebel, die in England häufig den Sonnenglanz verscheuchen, hier drückend auf die Stimmung des Gemüthes und rufen die sprichwörtlich gewordene, englische Melancholie, den Spleen, mit hervor. Hat man doch



In hellem Sonnenglanz: Der Milford-Sund auf der Nordinsel von Neuseeland.



den November mit den ärgsten und dicksten Nebeln daselbst „Hängemonat“ genannt! In den Polargegenden hat das Licht eine andere, viel tiefere Bedeutung, als in den übrigen Erdstrichen; es übt einen wunderbaren Zauber auf den Menschen aus. Man muſs hier gelebt haben, schreibt Arndt in der „Germania“, man muſs in den mit mancherlei Luftscheinen spielenden Winternächten, in den nimmer ganz dunkelnden Sommernächten durch Schwedens Wälder und zwischen seinen Seen und Felsen hingefahren sein, man muſs die eigenthümlichen Bilder zwischen Lichtern und Schatten vor sich hinschweben und tanzen gesehen haben, um von den Zauberscheinen und wundersamen Träumen, die einen im Norden überfallen, eine Vorstellung zu haben. — Den Bewohnern des hohen Nordens ist die lange Nacht die Zeit der Ruhe für alles Handelsleben. Jenseits des Polarkreises setzt die Natur dadurch dem ruhelosen Menschengeschlecht einen Markstein seiner Thätigkeit. Der Nordländer hält seinen Winterschlaf und sehnt sich unruhig nach dem Augenblicke, in welchem ein Lichtstreif am Horizont den neuen Tag verkündigt.

Aus dem Vorangehenden erklärt es sich auch, daſs das Klima auf die Denkweise eines ganzen Volkes, auf sein Dichten und Trachten bestimmend einwirken kann. Die klimatischen Gegensätze zwischen dem Wüstenplateau Irans und den Paradiesgärten in seinen fruchtbaren Thalgeländen haben die eigenthümliche Zendreligion mit ihrem Kampfe zwischen dem Lichte und der Finsternis, dem Guten und Bösen, zwischen Ormuzd und Ahriman erzeugt, wie denn überhaupt klimatische Verhältnisse nicht bloß den Charakter der Religionen bestimmten, sondern für das Entstehen der letzteren nur gewisse klimatische Verhältnisse günstig waren, so daſs man vollberechtigt mit Peschel von einer „Zone der Religionsstifter“ sprechen kann. Das subtropische Asien blieb der fruchtbare Schoß der Religionen, selbst nachdem die fortschreitende Gesittung schon entschieden von den Wendekreisen sich entfernt hatte. Das Christenthum trat in Paläftina auf, nicht in dem überfeinerten europäischen Theile des Römerreiches, und der Islam gieng von Arabien aus, nicht von Byzanz. In der kühlen gemäßigten Zone hat von jeher der Mensch sauer kämpfen müssen um sein Dasein, weit mehr arbeitend als betend, so daſs ihn die Last der Tagesgeschäfte beständig wieder abzog von einer strengen innerlichen Sammlung. In den warmen Ländern dagegen, wo die Natur leichter hinweghilft über den Erwerb der Nothdurft, und die heißen Tagesstunden ohnehin körperliche Anstrengungen verhindern, sind die Gelegenheiten zu inneren Vertiefungen viel reichlicher gegeben.

Die meteorologischen Erscheinungen sind überhaupt wohl diejenigen, auf welche die Menschen zuerst aufmerksam wurden. Mögen wir nun annehmen, sagte schon Kämtz, daſs die Mythologie der Griechen aus einer untergegangenen Naturweisheit entstanden sei, oder denken wir uns, daſs dieselbe aus den Vorstellungen eines rohen Naturvolkes hervorgieng, soviel ist gewiſs, daſs ein Theil von Griechenlands Göttern, von dem donnernden Zeus bis zur Eos mit den rosigen Wangen, als Urheber von Erscheinungen in der Atmosphäre angesehen wurde. Ähnliche Anschauungen, welche die Naturkräfte, die in der Atmosphäre wirksam auftreten, persönlichem Wirken übermenschlicher, göttlicher oder dämonenhafter Wesen zuschreiben, treffen wir fast bei allen Völkern älterer und jüngerer Zeit. So haben die gewaltigen Gewitter Indiens Veranlassung gegeben, einen Gott Indra als Blitzschleuderer einzusetzen, und der Thor oder Donar der Germanen, der Jupiter tonans der Römer, was ist er anderes als eine Personificierung der Macht des Gewitters?

Auch auf Sprache und Ausdrucksweise nimmt das Wetter einen Einfluſs; es ist hier nicht bloß an bildliche Ausdrücke, wie wetterwendisch, windschnell,



Mondnacht am Brandywine in Pennsylvanien.

Blitzkerl, Donnerwort u. a. gedacht, sondern beispielsweise an die Bezeichnung der Weltgegenden Nord und Süd, welche bei allen indogermanischen Völkern von der Temperatur der aus diesen Strichen kommenden Winde hergeleitet ist.

Und ganz das Nämliche gibt sich auch auf dem Gebiete der verschiedenen Nationalliteraturen kund. Heiter und üppig sind die Bilder, welche südliche Phantasie geschaffen, aber meist ernst und trübe steigen die Mythen und Sagen nordischer Literatur hervor; fast allenthalben zeigen sich hier düstere Bilder, und selbst die Freude tritt nur hervor, im Gegensatze zu gegenüberstehendem Schmerze. So spiegeln die verwandten Dichtungsarten der Romanze und Ballade den Charakter ihrer Heimat, da jene dem hellen, sonnigen Süden, diese dem düsteren, nebeligen Norden entstammt; ein Hamlet konnte nur im Norden gedichtet werden. So steht selbst die Literatur eines Volkes in geheimnisvollem Zusammenhange mit den meteorologischen Elementen des von ihm bewohnten Theiles des Erdballes. Ein Gleiches könnte man hinsichtlich der philosophischen Lehrsysteme nachweisen. So hängt die ganze menschliche Cultur mit den Verhältnissen und Vorgängen des Luftkreises zusammen. Mit Recht sagt daher Peschel, Nordeuropa habe es seinen Regen zu allen Jahreszeiten zu verdanken, dass es der Sitz der höchsten Gesittung wurde, so wie China seinen Sommerregen die hohe Civilisation in früher Zeit. Haben die Alten Ägypten ein Geschenk des Nils genannt, so könnte man mit gleichem Recht

dasselbe ein Geschenk der tropischen Regen nennen, welche die alljährlich wiederkehrende, segenbringende Überschwemmung veranlassen.

Der große Einfluſs der meteorologischen Vorgänge auf das gesammte Geistes- und Gemüthsleben der Menschheit leuchtet ein, wenn man sich vergegenwärtigt, wie wechselnd und mannigfach, wie wunderbar schön oder furchtbar und gewaltig die Bilder sind, welche der verschiedene Zustand des Luftkreises, das Wetter, in der Landschaft hervorrufen. Bekannt ist die Anekdote von dem Capitän, der das so oft besuchte und immer in Nebel und Regen angetroffene norwegische Bergen nicht wiedererkannte, als er es einst bei der Einfahrt in den Hafen im hellen Sonnenschein vor sich liegen sah. Welch verschiedenen Eindruck macht eine und dieselbe Landschaft, ob der volle Glanz der hochstehenden Sonne sie erhellt, ob die zauberischen Töne des Abendrothes sie verklären, ob sie von schwarzen Wolkenmassen schwer beschattet wird, ob des Mondes Silberschimmer über sie gebreitet. Der stets wechselnde Anblick des Meeres wird nur durch die Wandlungen des Wetters hervorgerufen. Wie verschiedene Scenerien, wenn bei Windstille die spiegelnde Fläche das Bild von Himmel und Erde feucht verklärt zurückwirft, wenn ein leiser Lufthauch das Wasser sanft kräuselt oder die Salzflut unter dem tosenden Sturme zu berstenden Wogen aufgepeitscht sich hoch aufbäumt. Die Zauber der Morgen- und Abendröthe, den Purpur des Alpenglühens, die Himmelsbrücke des Regenbogens, die Gaukelbilder der



Alpenlandschaft im Nebelwallen:
Der Schröken in Vorarlberg. (Nach R. Püttner.)

Fata Morgana — alle diese Erscheinungen verdanken wir dem Luftkreise, in dem wir athmen und leben.

Aus all dem Vorangegangenen erklärt sich zur Genüge das große Interesse, welches die Menschen den Witterungserscheinungen entgegenbringen. Immer bilden in unseren Gegenden Wärme, Wind und Wetter die häufigsten Anknüpfungspunkte für das Gespräch, und täglich schauen Tausende von Menschen nach dem Himmel oder dem Barometer, um sich über das kommende Wetter zu orientieren. Namentlich die Vorausbestimmung des letzteren ist es, welche in jüngster Zeit die allgemeine Aufmerksamkeit auch auf die wissenschaftliche Witterungskunde gelenkt hat, da es dieser in der That gelungen ist, sehr bedeutsame und zukunftverheißende Fortschritte zu machen. Ehe es aber bis dahin gekommen ist, musste die Anschauungsweise vom Luftkreise, von den Erscheinungen desselben und ihrem Zusammenhange in langsamer Entwickelung einen weiten Weg zurücklegen, den wir in Kürze hier überblicken wollen.

Den Alten galt die Luft als ein Grundstoff oder Element, welcher in Form einer dünnen Hohlkugel die beiden Sphären umschloss, die man als aus den beiden Elementen der Erde und des Wassers bestehend sich vorstellte; jenseits der Luftsphäre begann diejenige des Feuers. Das waren die vier Elemente, aus denen, wie man dachte, das ganze Weltall bestehe. An dieser Anschauung des Alterthums hielt man durch Jahrtausende fest. Dabei meinte man aber gleichzeitig, dass die Luft theils himmlischer, theils irdischer Natur sei. Die unteren Schichten, welche von den feuchten Dünsten des Erdballes verunreinigt werden und in denen Regen, Hagel, Blitz und Donner entstehen, hielt man für mehr erdhaft im Gegensatz zu den hohen, ruhigen und klaren Regionen, die sich über den höchsten Spitzen der Erde ausbreiten. An der Zusammensetzung der Welt aus den vier Naturelementen hatten jedoch die griechischen Philosophen ihr Genüge nicht, sie warfen vielmehr die Frage nach dem Urgrund der Dinge, nach dem Urelement auf. Da war es der alte jonische Naturphilosoph Anaximenes, welcher die „unbegrenzte, allumfassende, stets bewegte Luft“ zum Principe der Welt machte; aus dieser bildet sich nach seiner Lehre alles, durch Verdünnung das Feuer, durch Verdichtung aber Wasser, Erde und Stein.

Diese durchaus irrigen Anschauungen hinderten nicht, dass nebenher eine auf praktische Beobachtungen und freilich auch mancherlei Aberglauben gestützte Witterungskunde im Volke sich schon früh entwickelte. Eine eigentliche Wissenschaft ist die letztere, für die man den Namen Meteorologie anwendet, erst seit wenigen Jahrzehnten, aber als Wissensgebiet besteht dieselbe schon seit den ältesten Zeiten. Bereits im Anbeginn der Cultur, als der Mensch noch nomadisierend lebte, und erst recht später, als er sesshaft geworden war, Ackerbau und Viehzucht betrieb, mussten bei dem langen Aufenthalt im Freien unwillkürlich allerlei Wahrnehmungen über Witterungserscheinungen gemacht werden, die meistentheils zwar noch unrichtig gedeutet und aufgefasst wurden, allmählich aber doch zur Erkenntnis von einer Reihe wichtiger Thatsachen führten. Da bei der vom Menschen sicherlich bald erkannten Abhängigkeit des Gedeihens der Feldfrüchte von der Witterung alle diesbezüglichen Wahrnehmungen einen praktischen Hintergrund hatten, darf es uns nicht wundernehmen, dass wir schon im grauen Alterthume eine ziemlich weit entwickelte Lehre von den Wetterzeichen antreffen: ein Gesichtspunkt, der für die Entwickelung der Meteorologie nahezu zwei Jahrtausende hindurch ausschließlich bestimmend gewesen ist. Auch heute noch finden wir eine große Menge von praktischen Wetterregeln im Besitze des Volkes, namentlich der Landleute, Jäger, Fischer und Schiffer, denen keineswegs aller Wert abzusprechen ist.

So hebt denn die erste Periode in der Entwickelungsgeschichte der meteorologischen Beobachtungen mit den Anfängen menschlicher Cultur überhaupt an, bietet aber nur vereinzelte meteorologische Wahrnehmungen, denen die Regelmäßigkeit und eine zielbewusste Ausführung vollständig abgeht. Hellmann, der die gesammte Entwickelungsgeschichte der Meteorologie in drei Perioden theilt, rechnet diese erste etwa bis zur Mitte des 15. Jahrhunderts. Mit der zweiten Periode beginnen die systematischen meteorologischen Beobachtungen, welche Tag für Tag, bisweilen in noch kürzeren Zwischenräumen, regelmäßig fortgeführt werden. Diese erlangen jedoch erhöhte Bedeutung erst nach der Erfindung der wichtigsten meteorologischen Instrumente, so dass man nun die Mitte des 17. Jahrhunderts die dritte Periode, die der systematischen instrumentalen Beobachtungen, ihren Ursprung nehmen lassen kann.

Der Name Meteorologie, mit dem wir gegenwärtig die wissenschaftliche Witterungskunde belegen, hatte ursprünglich eine ganz andere, und zwar bei weitem allgemeinere Bedeutung als heute. Aristoteles, dieser große Naturforscher des Alterthumes, verband mit dem betreffenden Worte den Begriff einer umfassenden Lehre von den Naturerscheinungen überhaupt, und es wird deshalb in seinem gleichnamigen Werke ebensowohl von den Himmelskörpern und von den Wellen des Meeres, als von den Erscheinungen im Luftkreise gehandelt. An dieser Art Meteorologie des Aristoteles hielten das gesammte Alterthum und Mittelalter fest; sie war bis zur neueren Zeit im allgemeinen grundlegend, wurde aber noch vermehrt durch eine zahllose Menge meist astrologisch-meteorologischer Wetterregeln, die auf dem irrigen Glauben beruhten, dass die Gestirne einen bestimmenden Einfluss auf den Gang der Witterungserscheinungen ausüben. Dadurch erfuhr sie keineswegs Verbesserungen; denn Aristoteles hatte über viele meteorologische Vorgänge vollkommen richtige Anschauungen. Er lehrte, dass die Sonne durch Verdampfung dem Meere seine süßen Wassertheile entziehe, er wusste, dass die warme Luft mehr Feuchtigkeit aufgelöst zu erhalten vermöge als die kalte, und dass daher ein warmer, mit Feuchtigkeit gesättigter Luftstrom, wenn er über hohe Gebirge streicht, die stärksten Niederschläge fallen lasse.

Überhaupt hatten die Griechen als ein Küsten- und Inselvolk von großer Beweglichkeit, das auf ausgedehnten Reisen auch fremde Erdräume kennen lernte, Gelegenheit genug, sich eingehendere meteorologische Kenntnisse zu erwerben. Freilich, zu den Zeiten Homers und Hesiods reichten die letzteren nicht weit, und die Witterungsregeln, welche dieselben in ihren Dichtwerken angeben, sind astro-meteorologischer Natur. Auch der spätere Aratus (um 270 v. Chr.) nahm in seinem Lehrgedichte „Phänomena" den gleichen Standpunkt ein, fand aber eben deshalb nicht bloß bei den eigenen Landsleuten, sondern namentlich auch bei den Römern große Anerkennung. Ihnen stehen die atmosphärologischen Systeme des berühmten Arztes Hippokrates und des Philosophen Theophrastus gegenüber. Ersterer verfasste ein Buch über die Rückwirkung des Wassers, der Luft und der Ortsbeschaffenheit auf die Bewohner eines Landes; letzterer hatte sich über die Entstehung der Luftströmungen und den Monsuncharakter gewisser regelmäßig wehender Winde zutreffende Ansichten gebildet und erkannt, dass die Nähe des Meeres die Gegensätze der Jahreszeiten mildere, da die Seewinde im Sommer kühler, im Winter wärmer seien als die Landwinde. Noch tiefer drang Strabo in die Erkenntnis der Erwärmungsverhältnisse ein, der uns zuerst belehrt, dass nördliche Länder, wenn sie tiefer liegen, wärmer sein können als südlichere Hochebenen, wobei ihm in Ermangelung thermometrischer Instrumente als Erwärmungsmesser der Anbau von Gewächsen, besonders des Ölbaumes, dient. Er spricht

auch bereits davon, dass die Schneegrenze an den nördlichen Abhängen der Gebirge viel tiefer herabreiche als an den südlichen.

Viel weniger als die Griechen haben die Römer auf unserem Gebiete geleistet; ihnen fehlt es an jedem Interesse zum tieferen Eindringen in die wissenschaftliche Witterungskunde. Wie die römische Literatur überhaupt nur ein abgeblasster Widerschein der griechischen ist, so hielten sich die Römer auch hinsichtlich der Meteorologie an ihre hellenischen Meister und giengen über Aristoteles nicht hinaus. Seneca allein macht vielleicht mit seinem ernsten Streben nach selbstständiger Auffassung eine rühmliche Ausnahme. Ihrem praktischen Sinne entsprechend, pflegten jedoch die Römer auch die praktische Seite der Wetterkunde, indem sie sich des in seinen Grundlagen schon feststehenden astro-meteorologischen Systems der Griechen bemächtigten. An der weiteren Ausbildung dieses Systems nahmen Cato, Vergil und der ältere Plinius theil, namentlich aber die sogenannten Geoponiker, d. h. die Schriftsteller über den Landbau, und es ist nicht zu leugnen, dass trotz der mangelnden wissenschaftlichen Unterlage ihre Arbeiten von praktischem Werte waren. Ja, wenn man Columellas, des größten landwirtschaftlichen Schriftstellers des Alterthums, „Calendarium rusticum" durchsieht, in welchem fast für jeden Tag im Jahre die wahrscheinlich zu erwartende Witterung, insbesondere die Windrichtung, verzeichnet steht, wird man zu der Annahme genöthigt, dass schon zu jener Zeit, also unter Kaiser Neros Regierung, regelmäßig fortgesetzte Beobachtungen gemacht worden sind. Indessen besitzen wir in den uns überkommenen Werken des classischen Alterthums kein einziges meteorologisches Tagebuch, welches systematische Witterungsaufzeichnungen enthielte.

Im früheren Mittelalter lag die Pflege aller Wissenschaften darnieder. Von der höchsten Erkenntnisstufe im Alterthum bis zum neuen Aufleben wissenschaftlichen Strebens dehnt sich ein todter Raum, der sich — insoweit wir hier die mit der Erdkunde verbundene Meteorologie im Auge haben — bis auf die Anregung von Seite der Araber und Albert den Großen erstreckt. In dieser ganzen Zeit verdienen nur die Kirchenväter, deren Wirksamkeit bis in das 13. Jahrhundert reicht, einige Beachtung. Fast ausschließlich herrschte damals die Theologie, und die Naturwissenschaft nahm im allgemeinen eine sehr untergeordnete Stellung ein. Wir finden wohl bei den Kirchenvätern häufig große Bewunderung der Naturschönheit, aber das begründet noch keine wissenschaftliche Erkenntnis derselben. Es ist eine der geläufigsten Ansichten, dass die Meteorologie des christlichen Mittelalters nichts als eine mangelhafte Nachahmung der antiken sei. Dies bedarf einer wesentlichen Beschränkung, denn man nahm nur gewisse antike Anschauungen auf, von denen manche vielfach verändert wurden; daneben begegnen auch originelle, wiewohl falsche Ansichten. Das Grundbuch alles Wissens war die Bibel; bei Besprechung der meteorologischen Erscheinungen finden wir häufig Matthäus, auch Lukas citiert, im übrigen war man auf das alte Testament angewiesen. Dem classischen Alterthum, von dessen Schriften man fast nichts wusste, standen die Kirchenväter zumeist feindlich gegenüber, wiewohl sich dennoch antike Elemente in den christlichen Anschauungskreis einschlichen und man, seitdem die alten Schriftsteller etwas besser bekannt wurden, mit Vorliebe bemüht war, zwischen den Lehren der Bibel und den Ansichten der Alten Einklang herzustellen.

Erst die Araber brachten die Schriften des Aristoteles nach dem Abendlande. Durch ihre Eroberungen, die Pilgerfahrten nach Mekka und ihre ausgedehnten Handelszüge erweiterten sie nicht bloß das topographische Wissen, das bei ihren geographischen Schriftstellern mit Vorliebe Darstellung fand, sondern auch die physische Erdkunde und die Meteorologie waren Gegenstand des Studiums.

Einer ihrer Geographen erklärte mit Berufung auf den Koran die Erdkunde sogar für eine gottgefällige Wissenschaft. Die Werke des Ptolemäus und Aristoteles wurden ins Arabische übersetzt und hoch gehalten. Dennoch kam man über deren Lehren nicht weit hinaus. Der Naturbeobachter Masudi im 10. Jahrhundert lehrte wohl, dass die Verdampfung der Meere als quellenbildender Regen auf dem festen Lande sich niederschlage und diese Einrichtung der Natur einem Schöpfrade gleiche, welches Wasser aus dem Flusse hebe, um es den Feldern zuzuführen, von denen es nach dem Strome wieder abrinne, und zeigte so ein richtiges Verständnis für den Kreislauf des Wassers; aber die Abnahme der Temperatur mit der Höhe in gleichen Breiten scheinen die Araber im Gegensatz zu den Griechen nicht gekannt zu haben, ebenso auch die Passate nicht, dagegen jedoch die indischen Monsune. Die Entstehung der Winde haben sie nicht zu ergründen gewagt.

Der gewaltige Umschwung, welcher sich im Abendlande um das 13. Jahrhundert auf allen Gebieten des Wissens vollzog und besonders in den Naturwissenschaften den nachhaltigsten Einfluss im Gefolge hatte, knüpft sich an den Namen des Aristoteles, den Europa durch Vermittelung der Araber kennen lernte. Die physische Geographie und Meteorologie desselben wurde die der oft mit Unrecht gering geschätzten Scholastiker, welche die wissenschaftliche Thätigkeit im späteren christlichen Mittelalter vertreten. An der Eintheilung der Erde in fünf Zonen, welche von den alten Griechen und Römern überkommen war, festhaltend, beschäftigte man sich viel mit der angeblichen Unbewohnbarkeit der heißen Zone wegen allzugroßer Hitze und der von Kälte starrenden hyperboreischen Länder, die von manchen jedoch auch bestritten wurde. Der Einfluss der verschiedenen Gegenden durch ihre Lage, Bodenbeschaffenheit u. s. w. auf den Menschen war Gegenstand der Erörterung, größere Aufmerksamkeit noch fanden aber die Luftströmungen, deren Entstehung man zu erklären suchte. Manche meinten, die Winde würden durch den Einfluss des Mondes hervorgerufen; meist schloss man sich jedoch der aristotelischen Lehrmeinung an, welche den Wind als eine Folge der dampfartigen Exhalation der Erde erklärte. Man nahm auch einen Kreislauf des Windes an, wofür höchst wahrscheinlich eine Stelle im Prediger Salomo der Ausgangspunkt war, vielleicht auch Plinius, bei dem wir finden, dass die Alten eine der jüngsten Entdeckungen der Witterungskunde, nämlich das Drehungsgesetz der Winde, schon geahnt haben.

Weit über die überwiegende Mehrzahl der Scholastiker ragt mit seinen meteorologischen Anschauungen Albert der Große, ein Dominicaner aus Schwaben (1193 bis 1280), der mit Recht von jeher unter die Koryphäen der mittelalterlichen Wissenschaften gerechnet worden ist. In mehreren seiner Werke behandelte er die Meteorologie, von denen die vier Bücher „Meteorum" vollinhaltlich dem aristotelischen Werke über die Meteorologie entsprechen. Einem anderen Werke „De natura locorum" hat kein geringerer als Alexander v. Humboldt rückhaltslos seine Anerkennung gezollt. In demselben finden wir die gesammte Zonenlehre im Anschlusse an das Alterthum, eine Schilderung der Einwirkungen, welche Meere, Berge und Wälder auf die Bewohnbarkeit und Gesundheit der Länder ausüben. Mit Erstaunen lesen wir, wie uns Albert der Große über den Einfluss belehrt, welche die Achsenrichtung der Gebirge auf die örtlichen Klimate in Europa auszuüben vermag. Ein Land, bemerkt er, welches nach Süden offen und gegen Norden geschützt liegt, wird wärmer sein als ein Land, welches gegen Norden entblößt ist; ein Land dagegen, welches nach Osten sich öffnet, nach Westen gedeckt ist, wird trockener sein als ein Land, welches gegen Westen sich verflacht. Albert der Große repräsentiert die Höhe der meteorologischen Erkenntnis der späteren Scholastiker.

Aber da auch diese Zeit noch an der Autorität des Aristoteles festhielt und in den weitesten Kreisen unerschüttert der Glaube fortbestand, daſs die atmosphärischen Ereignisse in erster Linie doch immer durch den Lauf der Sterne bedingt seien, kam man auch am Ende der ersten Periode der Witterungskunde zu keinen befriedigenden Ergebnissen.

Um die Mitte des 15. Jahrhunderts beginnt die zweite Periode in der Entwickelungsgeschichte der Meteorologie, welche wir mit Hellmann die Periode der systematischen meteorologischen Beobachtungen genannt haben. Wer zuerst ein systematisches Wetterjournal geführt hat, ist unbekannt. Auf die Autorität Alexander v. Humboldts hin nahm man bisher gewöhnlich an, daſs dies von Christoph Columbus auf seiner ersten Fahrt nach Amerika im Jahre 1492 geschehen sei. Hellmann aber, der in das Tagebuch des großen Entdeckers Einsicht genommen, fand wohl vereinzelte Bemerkungen über Witterungserscheinungen, doch nichts von einer regelmäßigen und einigermaßen planvollen Beobachtungsweise. Vielmehr dürften sich allmählich aus vereinzelten meteorologischen Beobachtungen systematische entwickelt haben. Schon im frühesten Mittelalter pflegten die Chronikenschreiber Nachrichten über außergewöhnliche Witterungsvorgänge zu verzeichnen, die sich später immer mehr vervollkommneten, bis irgend ein zur Beobachtung besonders geneigter Gelehrter, vielleicht ein Mönch, zum erstenmal Tag für Tag die Witterung verfolgte und etwa in einem Kalender niederschrieb. Hellmann nimmt an, daſs dies um die Mitte des 15. Jahrhunderts in Italien geschehen, da dasselbe auch das eigentliche Vaterland der instrumentellen Meteorologie sei.

In Deutschland fallen die ersten regelmäßigen Witterungsaufzeichnungen erst in den Anfang des 16. Jahrhunderts. Der Nürnberger Geistliche Johann Werner scheint dieselben in den Jahren 1513 bis 1520 gemacht zu haben. Im übrigen gebürt zumeist den Astronomen jener Zeit das Verdienst, auch regelmäßige Notizen über die Witterung aufgezeichnet zu haben. So führte Tycho Brahe auf seiner Sternwarte Uraniaborg von 1582 bis 1597 ein sehr vollständiges meteorologisches Tagebuch, und Kepler stellte seit 1604 in Prag, seit 1628 in Sagan regelmäßige Beobachtungen an. Aber wie Werner in der Blütezeit astro-meteorologischen Aberglaubens jede Witterungserscheinung, und sei es auch ein einfacher Gewitterregen, durch Constellationseinflüsse der Gestirne zu erklären suchte, so vermochte es selbst der geistvolle Kepler nicht über sich, mit dem Dogma zu brechen, daſs je nach den verschiedenen „Aspecten", unter welchen sich verschiedene Planeten einem Beobachter auf der Erde darstellten, der Zustand der Witterung ebenfalls ein verschiedener sein müsse. Weit klarer dachte hierüber Brahe, denn seine Aufzeichnungen halten sich von den Schrullen der Astrologen gänzlich ferne, und es wird einfach der typische Charakter des Wetters für jeden Tag mit nüchternen Worten gekennzeichnet. Mit Recht betont daher Siegmund Günther, daſs Brahe, wie in der astronomischen, so auch in der meteorologischen Beobachtungskunst seinen reformatorischen Geist bethätigt und denselben die Wege gewiesen hat, welche betreten werden mußten, um aus dem Kindesalter der Wissenschaft herauszukommen.

Über diesen ältesten meteorologischen Aufzeichnungen dürfen wir aber der praktischen Erfahrungen nicht vergessen, welche auf den großen Reisen im Zeitalter der Entdeckungen gemacht wurden. Schon auf ihren ersten Fahrten nach Indien lernten die Portugiesen die Passate kennen, in Indien selbst wurden sie mit den Monsunen bekannt. Die Anhänger des ptolemäischen Weltbaues erklärten die aus Osten wehenden Passate durch die scheinbare Bewegung des Firmaments, die den Luftkreis, am Äquator wenigstens, um die ruhend gedachte Erde mit sich fortriß. Näher rückte man der Wahrheit durch die Erkenntnis, daſs die atlantischen Passatgürtel

mit den Jahreszeiten sich verschieben, daſs namentlich zur nördlichen Sommerszeit der Südostpassat über den Äquator schreite und selbst unter niedrigen nördlichen Breiten wehe. Bei Varenius, einem Anhänger des Kopernikus, finden wir zunächst die Erscheinung der Passate enträthselt. Die senkrechte Sonne, lehrte er, verdünne durch ihre Wärme die Luft unter den Tropen, so daſs von den beiden Polen her kältere und dichtere Luft zufließen müsse, die uns aber wie eine östliche Luftströmung erscheine, weil die Erde mit äquatorialer Geschwindigkeit gegen diese Luftschichten sich bewege. Auch die an manchen Küsten und Inseln auftretenden, regelmäßig wechselnden Land- und Seewinde wurden schon um die Mitte des 17. Jahrhunderts beschrieben und ihre Ursache richtig angegeben. Wenn man aber die Erscheinung trockener und nasser Jahreszeiten in tropischen Ländern kennen lernte, deren Wechsel in Indien von der Richtung der Monsune, in Amerika vom Stande der Sonne abhängig erkannt wurde, und wenn die gänzliche Regenlosigkeit der Küsten von Peru bei beständigem Seewinde auffiel, so war man doch nicht imstande, diese Erscheinungen zu erklären.

Beginnt die dritte Periode in der Entwickelungsgeschichte der Meteorologie, die der systematischen instrumentellen Beobachtungen, um die Mitte des 17. Jahrhunderts, so leuchtet wohl ein, daſs die nothwendigen Instrumente schon früher erfunden sein müssen. Italien ist es, welches den Ruhm für sich in Anspruch nehmen darf, die wichtigsten meteorologischen Werkzeuge hervorgebracht zu haben. Unbestritten darf es als das Vaterland der instrumentellen Meteorologie gelten, deren Wiege in Florenz stand.

Weitaus das älteste aller meteorologischen Instrumente ist die Windfahne. Schon die Griechen kannten dieselbe, denn auf dem Thurm der Winde zu Athen war eine solche angebracht, und der Römer M. Terentius Varro ließ sich auf seinem Landgute gleichfalls eine Windfahne aufstellen. Im christlichen Abendlande wurde es im Mittelalter Sitte, auf die Kirchthurmspitzen Wetterfahnen in Gestalt eines Hahnes zu setzen. Von Wert für die Beobachtung der Windrichtung wurde die Windfahne aber erst, als man dieselbe zur „durchgehenden" machte und mit einer an der Stubendecke oder sonstwo im Hause befestigten Windrose in Verbindung brachte. Dies that der italienische Kosmograph Egnatio Denti, der in den Siebzigerjahren des 16. Jahrhunderts mehrere solche Windfahnen zu Bologna und zu Florenz aufstellen ließ. Zur Messung der Windstärke erfand der englische Physiker Robert Hooke vor 1667 ein Anemometer oder einen Windstärkemesser. Das zweitälteste meteorologische Instrument zur Messung der Luftfeuchtigkeit ist das Hygrometer. Die Eigenschaft vieler vegetabilischer und mineralischer Substanzen, mit wechselnder Feuchtigkeit der Luft ihre Dimensionen zu verändern, scheint schon frühzeitig bekannt gewesen zu sein; das erste Instrument zu vergleichbaren Messungen der Luftfeuchtigkeit erfand nach dem Zeugnisse mehrerer Zeitgenossen Großherzog Ferdinand II. von Toscana, der von 1621 bis 1670 regierte. Dem Hygrometer folgte das Thermometer. Dasselbe verdanken wir in seiner ersten, freilich sehr unvollkommenen Einrichtung Galilei, der Wasser als thermometrische Flüssigkeit verwendete. Von der durch den genannten Fürsten gegründeten „Accademia del Cimento" in Florenz wurde zwischen 1657 und 1667 dasselbe wesentlich verbessert, und das berühmte Florentiner Thermometer (ein Weingeistthermometer) geschaffen. Dieses verzeichnete zwar den Eispunkt, hatte aber sonst eine willkürliche Scala; erst der englische Astronom Edmund Halley fügte 1693 auch den Siedepunkt hinzu. Den ersten Regenmesser wandte Benedetto Castelli, ein Freund Galileis, 1639 an und maß mittels desselben die Regenhöhe, während die späteren Regenmessungen noch bis gegen das Ende des Jahrhunderts auf der Constatierung des

Gewichtes der Regenmenge basierten. Endlich erfand, wie bekannt, Torricelli, der letzte Schüler Galileis, im Jahre 1643 das Barometer und schlug auch schon vor, dasselbe zur Bestimmung der Luftdruckänderungen und zur Höhenmessung zu gebrauchen. So waren in der That um die Mitte des 17. Jahrhunderts die wichtigsten meteorologischen Instrumente erfunden; Großherzog Ferdinand II. war es wiederum, welcher denselben eine ausgebreitete Anwendung geben wollte und das erste Stationsnetz für Witterungsbeobachtungen gründete.

Da alle meteorologischen Instrumente bisher gleich dem Thermometer nur willkürliche Scalen hatten und auch die Beobachtungen nicht in entsprechender Weise ausgeführt wurden, waren auch die Ergebnisse der letzteren noch ziemlich lange nur von beschränktem Werte. In Paris wurden zwar seit 1699 die Lufttemperaturen aufgezeichnet und jedes Jahr von der Akademie eine Witterungschronik veröffentlicht, aber diese gab nur den höchsten und den niedrigsten Stand des Thermometers an, mit welchen noch die volksthümliche Neugierde sich zu befriedigen pflegt. Erst Réaumur, welcher gleichwertige Thermometer verfertigen lehrte, den Eispunkt mit 0 bezeichnete und die 80theilige Scala anwandte, sah ein, dass man auf dem bisher verfolgten Wege zu wissenswürdigen Größen nicht gelangen könne. Er berechnete daher aus doppelten täglichen Beobachtungen das Wärmemittel des Jahres 1735 für Paris. Dabei war er aber noch so arglos, dass er seine Thermometerstände theils in Paris selbst, theils auf dem Lande in Charenton ablas und beide dann vermischte. In dieser Hinsicht wirkte nun die unter den Auspicien des Kurfürsten Karl Theodor von der Pfalz 1780 in Mannheim ins Leben gerufene „Societas meteorologica Palatina", welche sich sowohl um die eigentliche Wissenschaft, als auch ganz besonders um die Methode und Technik der Witterungsbeobachtung große Verdienste erworben hat, vollkommen umgestaltend. Ihr Vorstand Hemmer war bereits zu richtigen Ansichten über die Nothwendigkeit des Zusammenwirkens vieler zu einem gemeinsamen Zwecke durchgedrungen, weshalb gleich anfangs 30 deutsche und auswärtige Universitäten und Gymnasien zur Mitwirkung aufgefordert wurden. Er bestand auch darauf, dass alle Messungen atmosphärischer Veränderungen untereinander vergleichbar seien. In dieser Absicht erhielt jeder, der zur Mitarbeit an den Bestrebungen der Societät berufen wurde, Instrumente, die in Mannheim unter den Augen des Directors nach durchaus einheitlichen Grundsätzen angefertigt waren, ferner sollten die Beobachtungen allerorts genau zur nämlichen Tageszeit gemacht und in einer für ihre wissenschaftliche Verwertung geeigneten Form veröffentlicht werden. So erschienen denn auch in den Jahren 1781 bis 1792 zwölf inhaltsreiche Quartbände, welche noch heute als ein wertvolles Repertorium meteorologischen Materiales gelten und ihre Bestimmung, den Fachmännern die nöthige Erfahrungsgrundlage für ihre theoretischen Studien zu liefern, in reichstem Maße erfüllt haben. Leopold v. Buch und Wahlenberg haben aus diesen Acten ihre Naturgesetze abgeleitet, und Alexander v. Humboldt hatte, als er 1817 die vergleichende Witterungskunde schuf, außer seinen eigenen und etlichen neueren überseeischen Beobachtungen nur die „Pfälzer Ephemeriden" vor sich. Aber selbst diese Mannheimer meteorologische Gesellschaft konnte sich nicht alsbald von dem Banne der bisher herrschenden Astrometeorologie ganz befreien; denn bei ihrer ersten Preisausschreibung verlieh sie die „große" Medaille einem gewissen Eberhard Schroeter, der einen „meteorologisch-astronomischen Aspectenkalender" eingereicht hatte und aus diesem die periodischen Veränderungen im Stande sowohl des Barometers als des Thermometers herzuleiten sich anheischig machte. Selbst die hervorragendsten Vertreter der Witterungskunde im 18. Jahrhundert, wie Toaldo und Chiminello in Padua, die übrigens auch Mitglieder der Mannheimer

Gesellschaft waren, zeigen noch eine gewisse Abhängigkeit von diesen veralteten Anschauungen.

Wenn nun auch die Pfälzer meteorologische Gesellschaft namentlich infolge der politischen Ereignisse der Revolutionszeit eingieng, so blieben doch die Wirkungen ihrer Thätigkeit für die Zukunft unverloren. Da zu jener Zeit alle physikalischen Disciplinen im raschesten Aufschwung begriffen waren, so konnte ein Rückfall in die Schwachheiten einer vergangenen Epoche in der Wissenschaft als solcher nicht mehr eintreten. Auch ist zu bemerken, dass noch in den Achtzigerjahren des 18. Jahrhunderts es üblich wurde, nicht mehr mit Aristoteles unter dem Namen der „Meteorologie" die Lehre von den Naturerscheinungen in ihrer Gesammtheit zu verstehen, sondern ganz concret die Lehre von den Vorgängen in der Atmosphäre und von den dieselben bedingenden Gesetzen.

Eine richtige Erkenntnis dieser Vorgänge war aber so lange nicht möglich, als man die meteorologischen Beobachtungen auf den engeren Kreis des Vaterlandes beschränkte, oder doch darüber nicht weit hinausgieng; man konnte nicht eher zu einer entsprechenden Vorstellung von der das verwickelte Spiel der atmosphärischen Factoren regelnden Gesetzmäßigkeit gelangen, bevor man nicht auch eine gründliche Kenntnis der Verhältnisse in den Tropen gewonnen hatte. Die Richtigkeit dieser Behauptung erweisen die im Laufe des 17. und 18. Jahrhunderts aufgestellten Theoreme, welche sich auf nur beschränktes Material stützten. So versuchten die Engländer Francis Bacon († 1626) und Edmund Halley durch eine hauptsächlich eben aus diesem Grunde noch unvollkommene Theorie die Entstehung der Passatwinde zu erklären. Letzterer lehrte, dass die Passate kalte Luftströmungen seien, die von höheren Breiten herabfließen und östlich abgelenkt erscheinen, weil die Erde mit der am Äquator gesteigerten westlichen Drehungsgeschwindigkeit sich gegen sie bewege. Aber er erkannte auch vor allen zuerst, dass die Windstillen in dem sogenannten Calmengürtel dadurch entstehen, dass die Nordost- und Südostpassatlüfte bei ihrer Begegnung als erwärmte Luftströme sich erheben, um als Höhenwinde auf der nördlichen Halbkugel als Südwest-, auf der südlichen Hemisphäre als Nordwestwinde nach höheren Breiten abzufließen. Später wurde diese Theorie von dem großen deutschen Philosophen Immanuel Kant, welche durch seine „Kritik der reinen Vernunft" der modernen Naturwissenschaft überhaupt ihre Basis gab, fester begründet und auch auf die über dem Indischen Ocean wehenden Monsune ausgedehnt. Der Schweizer Horace Bénédicte de Saussure, welcher mit dem von ihm erfundenen Haarhygrometer berühmte Beobachtungen über den Feuchtigkeitsgehalt der Luft anstellte, auf Grund seiner Forschungen in den Alpen nicht bloß über die verschiedene Höhenlage der Schneelinie richtige Beobachtungen veröffentlichte, sondern auch schon die glänzende Vermuthung aussprach, dass die Winter auf großen Berghöhen verhältnismäßig milder seien als in der Ebene, ergänzte jene Theorie, indem er auf die Bedeutung des namentlich von Kant völlig verkannten aufsteigenden Luftstromes aufmerksam machte. Ebenso treten uns auf anderen Gebieten der Witterungskunde zu Ende des 18. Jahrhunderts bemerkenswerte Fortschritte entgegen. Hinsichtlich der Berechnung der Temperaturmittelwerte, welche, wie wir gesehen, bisher noch großentheils auf falscher Basis beruhte, wies der große Göttinger Astronom Tobias Mayer den Weg zu besseren Erkenntnissen. Schon Halley hatte die Erwärmung jedes Breitengürtels der Erde an den drei Tagen der Nachtgleiche, der Sommer- und Wintersonnenwende nach den Höhenwinkeln und der Dauer der Besonnung berechnet (1693), ohne Rücksicht darauf, ob die Strahlen auf See- oder Landflächen, auf Ebenen oder auf Höhen fielen. Nach ihm haben sich Mairan (1719) und Euler (1739) mit der Ermittelung der

sogenannten mathematischen Wärmevertheilung beschäftigt. Lambert, der tiefer als seine Vorgänger einzudringen versuchte (1779), zog auch die nächtliche Erkaltung der Luft in die Berechnung, gelangte aber trotz seiner mathematischen Verfeinerungen zu ganz unwahren Resultaten. Nun lehrte Tobias Mayer (1775), wie man durch eine einfache Gleichung die mathematische Erwärmung aller Punkte der Erde finden könne, sobald die Mittelwärme zweier Orte unter verschiedenen Breiten bekannt sei. Der Unterschied zwischen der beobachteten und der berechneten Wärme, fügte er bei, werde dann mit der Zeit zu dem Gesetze der Störungen führen. Um allen unberechenbaren Schwankungen aus dem Wege zu gehen, welchen die Temperaturen von binnenwärts gelegenen Orten unterworfen sind, verglich er beobachtete Temperaturen auf dem Atlantischen Meere mit der sogenannten mathematischen Wärme nach Halleys Tafeln und fand dabei, dass weder das Wachsthum der Wärme im Sommer, noch die Temperaturerniedrigung im Winter in Wahrheit so groß seien, als sie aus den mathematischen Formeln abgeleitet wurden, weil durch Luftströmungen beständig die örtlichen Temperaturen gemischt und ihre Unterschiede abgeschwächt wurden.

Ein rasches Aufblühen der Meteorologie datiert seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts. Was bisher auf unserem Gebiete geleistet worden, waren noch isolierte Wahrnehmungen und Erwägungen, Ergebnisse der Einzelforschung, die unter sich noch in keinem rechten Zusammenhange standen. Zu höherer Bedeutung gelangten sie erst, als ihnen der rechte Platz innerhalb des Systems angewiesen war. Dies geschah durch die beiden deutschen Koryphäen Leopold v. Buch (1774 bis 1853) und Alexander v. Humboldt (1769 bis 1859). Die Bedeutung derselben erstreckt sich auf alle Zweige der Naturwissenschaft, auch auf die Witterungskunde. Humboldt begründete die statistische Methode in der Meteorologie, so dass mit seiner Wirksamkeit eine neue Periode, die statistische, beginnt; beide wandten zuerst die graphische Darstellungsweise in der Meteorologie an und eröffneten so eine neue Ära in der Veranschaulichung der von dieser Disciplin erzielten Resultate. Es ist nothwendig, die Verdienste dieser beiden Männer um die Witterungskunde zu überblicken.

Alexander v. Humboldt ließ 1817 die Störungsgesetze der Erderwärmung durch ein äußerst einfaches Mittel sichtbar werden. Er verband nämlich alle Orte mit gleicher mittlerer Jahrestemperatur auf der Karte durch Linien, die er Isothermen oder Linien gleicher Jahreswärme nannte, und nöthigte damit die Natur, durch die Gestalt der Wärmecurven selbst das Gesetz der Störungen auszusprechen und die störenden Ursachen zu enthüllen. Humboldts sinnreiche Erfindung wirkte nicht bloß, um Peschels Worte zu gebrauchen, wie eine Offenbarung auf dem Gebiete der Witterungskunde, sondern seine Anleitung, das Wirken der Naturkräfte im Bilde darzustellen, hat uns ganze Reihen physikalischer Erdgemälde zugeführt und ihnen verdanken wir die Leichtigkeit, mit der wir uns gegenwärtig unterrichten können. Schon der erste Entwurf der Isothermen zeigte, dass die Vertheilung von Land und Wasser, die Gestalt der Continente, die Richtung der Gebirge die Ursachen der günstigen und ungünstigen Störungen der mittleren Erwärmung seien. Von der Begrenzung der jährlichen Wärmemittel schritt Humboldt 1817 zur Betrachtung der Gegensätze innerhalb der Jahreszeiten fort. Indem er auf den Curven der gleichen Jahrestemperaturen der örtlich wechselnden Wärmevertheilung nachspürte, erkannte er, dass, wenn man sich von der Küste nach dem Innern längs der Isothermen bewege, die Sommer immer heißer, die Winter immer kälter würden, dass also die Gegensätze der Jahreszeiten wuchsen, je mehr die Scheitel der Isothermen hohl wurden. Als 1820 Webb bei Übersteigung des Himalaya an seinem

Südabhange die Schneegrenze tiefer angetroffen hatte, als an dem minder erwärmten Nordabhange, war es wieder Humboldt, welcher sogleich die Abhängigkeit jener Höhengrenze von der Fülle der Niederschläge erkannte, denn die Luftströmungen, welche über den Himalaya streichen, setzen am Südabhange schon den größten Theil ihrer Feuchtigkeit ab und überschreiten den Kamm so trocken, dass auf der Nordseite nur wenig Schnee fallen kann. Bei weiterer Beschäftigung mit der Abhängigkeit der Temperatur von geographischer Breite und Seehöhe wies Humboldt für Europa von Palermo bis zum Nordcap eine durchschnittliche Erniedrigung der mittleren Jahreswärme um 1° C. nach, je nachdem man sich entweder zwei



Alexander v. Humboldt.

geographische Grade nach Norden bewegt oder 80 bis 87 Toisen (156 bis 170 *m*) erhebt. Humboldt hat, als der eigentliche Schöpfer der Pflanzengeographie, ausgehend von der Erkenntnis, dass die Pflanzenwelt ein Spiegelbild des örtlichen Klimas gewähre, zuerst den Begriff der Höhenscalen der Gewächse entwickelt, indem er an den Abhängen der Cordilleren die Erhebung des Pisang- und Palmengürtels, der baumartigen Farn, der Chinawälder, der laubwerfenden Bäume und der Gehölze feststellte. Hinsichtlich des Luftdruckes entdeckte Humboldt, dass die mittlere Barometerhöhe am Meere nicht überall gleich, dass sie am Äquator etwas geringer als in der gemäßigten Zone sei und ihr Maximum im westlichen Europa bei einer Polhöhe von 40 bis 45° eintrete.

Auch Leopold v. Buch, der Reformator der Geognosie, hat eine hohe Bedeutung für die meteorologische Wissenschaft. Er schuf die sogenannten barometrischen oder barischen und die thermischen Windrosen, welche uns in den Stand setzen, uns mit einem einzigen Blicke ein klares Bild von dem Witterungstypus eines bestimmten Ortes zu machen. Indem er die barischen Windrosen von Middelburg, Berlin und Ofen untereinander verglich, zeigte er, dass, abgesehen von örtlichen Verschiebungen, das Barometer sinkt, wenn auf der nördlichen Halbkugel der Wind von Nordost durch Südost nach Südwest sich bewegt, und steigt, wenn er von Südwest durch Nordwest nach Nordost geht. Wir verdanken ihm ferner die Begriffe des Insel- und des Festlandklimas, denn auf seiner Reise nach dem Nordcap im Jahre 1807 gelangte er zu der Erkenntnis, dass beim Vorherrschen von Landwinden die Gegensätze der Jahreszeiten ausarten, beim Vorwalten von Seewinden aber verwischt werden. Auch entdeckte L. v. Buch zuerst, dass die Höhe der Schneegrenze nicht einen Ausdruck der örtlichen Jahreswärme gewähre, sondern nur ein Ergebnis der örtlichen Sommerwärme gegen den unteren Saum des winterlichen Schnees sei. Indem Buch die Polargrenzen verschiedener Gewächse in Norwegen und Schweden festzustellen suchte, gab er den Anstoß dazu, dass man in den Thermometerbeobachtungen Schätzungsmittel für den wirtschaftlichen Wert der Länderräume erblickte.

In der von Humboldt eröffneten statistischen Periode der Meteorologie suchte man nun die Gesetze der Witterungserscheinungen durch möglichst zahlreiche Beobachtungen an möglichst vielen Orten zu ergründen. Im Jahre 1817 kannte man die Mitteltemperatur von nur 56 Orten, 1865 gab es mehr als 8000 meteorologische Beobachtungsstationen auf der Erde, welche ununterbrochen genaue Messungen der Wärme, des Luftdruckes, der Feuchtigkeit, der Regenmenge u. s. w. anstellten. Man vereinigte das rasch anwachsende und nicht mehr übersehbare Zahlenmaterial der einzelnen Stationen nach Gruppen und schloss diese der Zeiteintheilung an. So erhielt man Tages-, Monats- und Jahresmittel für die einzelnen meteorologischen Elemente, aus welchen nicht unwichtige Folgerungen gezogen werden konnten, wie sich die tägliche und jährliche Periode der einzelnen meteorologischen Erscheinungen im Durchschnitt an einem bestimmten Orte gestalteten. Erhöht wurde noch die Bedeutung dieser Mittelwerte, indem man auf ihre geographische Vertheilung Rücksicht nahm, und von Humboldt belehrt, dieselbe kartographisch darstellte. Was auf diesem Wege zu leisten möglich war, das hat der Altmeister der deutschen Witterungskunde, der unermüdliche Heinrich Wilhelm Dove (1803 bis 1879), auch wirklich geleistet, und namentlich auf klimatologischem Gebiete hat er sich Verdienste erworben, die unvergessen bleiben werden. Am festesten verknüpft erscheint sein Namen mit dem von ihm aufgestellten Drehungsgesetze der Winde, welches heutzutage freilich immer mehr aus den meteorologischen Lehrbüchern verschwindet, wiewohl, wie wir später sehen werden, nicht ganz mit Recht. Dove fasste jeden Witterungszustand in der gemäßigten Zone als den Ausgleich eines Kampfes zwischen zwei einander entgegengesetzten Luftströmungen auf, eines „Aquatorialstromes" und eines „Polarstromes"; der Ausgleich erfolgt der Regel nach in der Weise, dass auf der nördlichen Halbkugel der Wind im Sinne der Bewegung eines Uhrzeigers, auf der südlichen Hemisphäre im entgegengesetzten Sinne umspringen muss. Siegt bei diesem Kampfe der angreifende Theil, so vollzieht sich die Drehung gesetzmäßig, unterliegt aber der Angreifer, so fallen die Winde wieder rückwärts und das Spiel beginnt von neuem. Dove war zur Erkenntnis dieser Regel durch das vergleichende Studium zahlreicher barischer und thermischer Windrosen gelangt, die er scharfsinnig miteinander verband, wodurch ihm auch der

Beweis glückte, dass auf der Windrose die thermometrischen Minima und barometrischen Maxima und umgekehrt dicht bei einander liegen, mit anderen Worten, dass die schweren Luftströmungen die kälteren, die leichteren die wärmeren sind. Die sogenannten Isanomalen, Linien gleicher Abweichung von der Normaltemperatur eines Breitengrades, verdanken wir ebenfalls Dove. So sind wir namentlich durch seine Leistungen über den klimatischen Charakter der einzelnen Orte oder größerer Gebiete belehrt worden. Aber über den scheinbar regellosen, ja launenhaften Gang der Witterung, die Mannigfaltigkeit im Witterungswechsel, die diesen bedingende Wechselwirkung der einzelnen Factoren, den Zusammenhang der einzelnen Witterungserscheinungen mit den allgemeinen atmosphärischen Vorgängen, über alles dieses gibt uns die statistische Methode der Mittelwerte keinen befriedigenden Aufschluss. Letzteres ist die neueste Methode der Meteorologie, die synoptische, zu leisten imstande, welche in jüngster Zeit unserer Wissenschaft zu einem so großen Aufschwunge verholfen hat.

Nach der synoptischen Methode werden die einzelnen Phasen in den Witterungserscheinungen, die auf größerem Gebiete gleichzeitig stattfinden, unmittelbar erfasst, fixiert und verglichen, und so wird den getrennten Erscheinungen der Charakter des continuierlich fortschreitenden verliehen. Die Anfänge dieser Wandlung fallen in die Fünfziger- und Sechzigerjahre. Schon in ganz kurzer Zeit wurden durch die synoptische Methode eine Reihe sehr wichtiger Gesetze aufgefunden, von denen hier bloß das barische Windgesetz hervorgehoben sein mag, dessen weitere allmähliche Ausbildung in den letzten dreißig Jahren einen vollständigen Umschwung in der meteorologischen Wissenschaft und in ihrer Stellung zur ganzen civilisierten Welt hervorrief. Die Methode der Mittelwerte und die synoptische scheinen auf den ersten Blick schroff einander gegenüberzustehen, und namentlich zwingt die neuere Methode, manche durch Autorität sanctionierte Ansicht fallen zu lassen. Allein bei reiflicher Überlegung erscheint es nicht allein möglich, sondern auch zur Förderung der Wissenschaft nothwendig, die beide Methoden trennende Kluft zu überbrücken und beide vereint bei den meteorologischen Forschungen anzuwenden. Auch die Anwendung der Lehrsätze der Mechanik auf meteorologische Untersuchungen hat den Fortschritt unserer Wissenschaft wesentlich gefördert; hierdurch erfuhr z. B. die Lehre von der Bildung der Niederschläge eine vollkommene Umgestaltung. Ferner mag an dieser Stelle Erwähnung finden, dass die Kenntnis der höheren Luftschichten nunmehr auch durch Ballonfahrten zu meteorologischen Zwecken, wie solche namentlich von den Engländern Glaisher und Welsh in den Jahren 1862 bis 1865 unternommen wurden, eine Förderung erhielt.

Auf diesem neubetretenen Wege gelangte auch alsbald die Meteorologie zur Anerkennung als eines selbständigen Wissenszweiges, und indem ihre Erfolge wuchsen, mehrte sich auch die Zahl ihrer Vertreter, die Zahl der in echt wissenschaftlichem Geiste untereinander wetteifernden Mitarbeiter. An der Spitze dieses neuen Zeitabschnittes steht der Holländer Buys-Ballot, welcher durch die Aufstellung eines neuen Windgesetzes die Grundlage für die ausübende Witterungskunde schuf. Die übrigen Forscher irgendwie ihrer Bedeutung nach zu graduieren, fällt sehr schwer; wir wollen ihre Namen einfach nach ihrer Nationsangehörigkeit nennen und finden dabei, dass alle Culturnationen in dieser Reihe vertreten sind. Es seien hervorgehoben die Amerikaner Redfield, Espy und Ferrel; der Belgier Quetelet; die Deutschen und Deutschösterreicher Hann, Neumayer, Koeppen, van Bebber, v. Bezold, Sprung, Assmann, Hellmann, C. Lang, Supan, Vettin; die Engländer Galton, Scott und Clement Ley; die Franzosen Leverrier und Teisserenc de Bort; die Italiener Ragona, de Marchi und Ciro Ferrari;

der Norweger Mohn; der Russe Woeikoff; der Schwede Hildebrandson und die Schweizer Wild und Billwiller.

Die Anerkennung der Meteorologie als einer selbständigen Disciplin fand auch darin Ausdruck, dass ihr bereits an einigen Universitäten eigene Lehrkanzeln errichtet wurden, so in Christiania, Utrecht, Wien und Berlin, und dass eine Anzahl meteorologischer Institute mit mustergiltiger Einrichtung ins Leben gerufen wurde, unter denen die Seewarte in Hamburg obenan steht.

Die Meteorologie in ihrer jetzigen Bedeutung hat, nach van Bebbers Darlegung, die Aufgabe, das wissenschaftliche Studium der atmosphärischen Erscheinungen, die wir mit dem Gesammtworte „Wetter" bezeichnen, zu pflegen. Ihren Gegenstand bildet die Kenntnis der physikalischen Eigenschaften der Atmosphäre und der in dieser sich vollziehenden Vorgänge. Ein Theil dieser Aufgabe, welcher dem als Klimatologie bezeichneten Zweige unserer Wissenschaft zufällt, ist die Feststellung der verschiedenen Klimate und die Erforschung der Gründe und Umstände, welche die Verschiedenheit derselben bedingen. Bei der innigen Beziehung der atmosphärischen Vorgänge zu unserem geistigen und materiellen Wohlergehen erscheint es naturgemäß und überaus wichtig und lohnend, die Kenntnisse, welche wir über die Beschaffenheit und die Veränderungen des Wetters uns nach und nach erwerben, auch für die Praxis möglichst zu verwerten. Dieser Zweig der Meteorologie, welcher vor dem Jahre 1875 in Deutschland fast völlig unbekannt war, gegenwärtig aber in kräftigem Aufblühen begriffen ist, kann passend mit dem Ausdrucke „ausübende Witterungskunde" bezeichnet werden; sein letztes Ziel ist die sichere Vorausbestimmung des Wetters. Ihrer erfolggekrönten Entwickelung war namentlich auch die Verbindung der meteorologischen Beobachtungsstationen untereinander durch den Telegraphen ungemein förderlich, da nur so eine rechtzeitige Voraussage über die bevorstehende Witterung gemacht werden kann.

Da alle Witterungserscheinungen der Hauptsache nach in der irdischen Lufthülle sich vollziehen, ist es nothwendig, vor allem die Atmosphäre an und für sich zum Gegenstande der Betrachtung zu machen. Der jeweilige Zustand unserer Atmosphäre wird durch eine Reihe von Factoren bestimmt, welche man als meteorologische Elemente bezeichnet. Die wichtigsten derselben sind die Wärme, der Luftdruck und die Feuchtigkeit. Andere meteorologische Elemente sind elektrische und optische Erscheinungen.

Aus dem unmittelbar Vorangegangenen ergibt sich nun die Eintheilung des vorliegenden Buches. Dasselbe zerfällt in zwei Hauptabschnitte: „Meteorologie" im engeren Sinne und „Klimatologie". Im ersten Abschnitte ist die Rede von der Atmosphäre, von deren Bestandtheilen und Eigenschaften, dann von den einzelnen meteorologischen Elementen und den durch dieselben hervorgerufenen Erscheinungen im Luftkreise. Ihm schließen wir die Hauptsätze der „ausübenden Witterungskunde" oder der „praktischen Meteorologie" an. Der zweite Abschnitt handelt von der „allgemeinen Klimatologie", durch welche die allgemein giltigen Thatsachen, die für die Erforschung des klimatischen Zustandes irgend einer Erdpartie ins Gewicht fallen, ermittelt und geordnet werden; die Anwendung dieser Errungenschaften findet in der „speciellen Klimatologie" oder „Klimatographie" statt, welche die klimatischen Verhältnisse auf der Erdoberfläche nach den verschiedenen Zonen darzustellen sucht. Im „Anhang" sollen einige Gegenstände von allgemeinem Interesse, welche sich nicht gut in die beiden Hauptabschnitte einreihen ließen, zur Sprache kommen.

Erster Hauptabschnitt:

Meteorologie.



Erstes Capitel.

Die Lufthülle oder Atmosphäre.

Das Verhältnis der Atmosphäre zur Erde. — Die Höhe der Lufthülle und die Wege, sie zu ermitteln. — Die Zusammensetzung der Atmosphäre: Stickstoff, Sauerstoff; Wasserdampf, Kohlensäure, Ozon. – Fremdkörper in der Atmosphäre: Staub und Mikroorganismen; Blut- oder Staubregen, Passatstaub, vulcanische Staubregen, kosmischer Staub; Schwefelregen, Thier- und Getreideregen. Moor- oder Höhenrauch. — Physikalische Eigenschaften der atmosphärischen Luft.

Der Erdball ist ringsum von einer Gashülle oder Atmosphäre umgeben, die man auch den Luftkreis, das Luftmeer oder den Luftocean nennt. Gleich der Erde ist auch die Atmosphäre ein Sphäroid, d. i. ein kugelähnlicher Körper, wahrscheinlich aber stärker abgeplattet als der feste Erdball. Da die Atmosphäre den festen Erdkörper und den letzteren zum Theil bedeckenden Wasserocean rings umschließt, müssen wir uns die erstere selbstverständlich als eine Hohlkugel vorstellen. Die untere Grenze derselben ist im allgemeinen durch die Oberfläche unserer Erde, durch Wasser und Land gegeben. Schon frühe wurde aber auch die Frage nach der Höhe unserer Atmosphäre aufgeworfen, doch selbst bis heute nur annäherungsweise beantwortet.

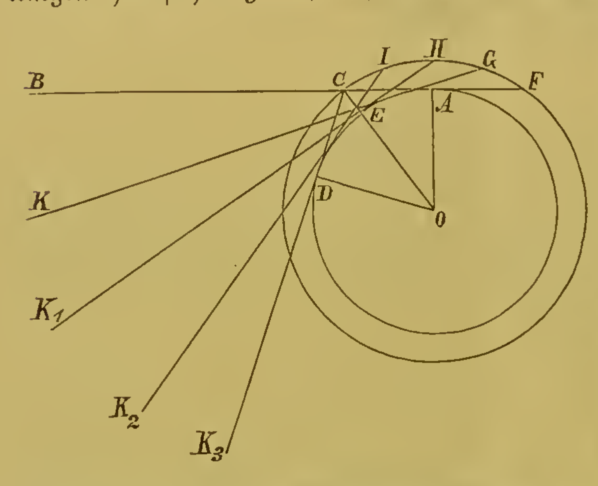


Der feste Erdball mit seiner Lufthülle.

Jedenfalls müsste theoretisch genommen die Atmosphäre ihre äußerste Grenze dort finden, wo die bei der Achsendrehung der Erde hervorgerufene Fliehkraft die Schwere zu überwiegen anfängt; was jenseits dieser Entfernung ist, könnte nicht mehr der Erde angehören. Auf dieser Anschauung fußend, ermittelte der berühmte französische Mathematiker und Astronom P. S. Laplace für die äußerste Höhe der Atmosphäre unter dem Äquator 5·6 Erdhalbmesser oder 4808 geographische Meilen (35.675 *km*). Dies würde demnach der Maximalwert für die Höhe der Atmosphäre sein.

Im Vergleich hierzu außerordentlich niedrig erscheint derjenige Theil des Luftkreises, der eine lichtreflectierende Kraft besitzt. Annähernd kann man die Höhe desselben aus der Dauer der Dämmerung berechnen. Die letztere rührt nämlich, wie bekannt, von der Reflexion oder Spiegelung und der Diffusion oder unregelmäßigen Zerstreuung des Lichtes in der Atmosphäre her. In der beigegebenen Figur stellt O den Mittelpunkt der Erdkugel und zugleich der Atmosphäre dar; O A ist der Erdradius, der kleinere der beiden concentrischen Kreise die Erdkugel, der größere die Atmosphäre, endlich die Gerade F A B der Horizont des Beobachtungspunktes A. Ist nun die Sonne unter den Horizont von A, also unter die

Ebene F A B gesunken, so wird der Beobachter in A dennoch einzelne Wölkchen in G, H und J beleuchtet sehen, zuletzt auch noch ein Wölkchen in C, das sich genau in der Ebene seines Horizontes befindet. Der Strahl A C ist der in C an der Grenzfläche der lichtreflectierenden Atmosphäre zurückgeworfene Strahl K_3 C, welch letzterer, wenn die Beleuchtung wirklich schon im nächsten Augenblicke zu Ende ist, tangierend an der Erdkugel hinstreifen muss. Aus zahlreichen Beobachtungen hat sich ergeben, dass dies eintritt, wenn der Sonnenmittelpunkt ungefähr 16° unter den Horizont gesunken ist. Da nun in dem Dreiecke O A C der Winkel O A C ein rechter ist, der Winkel A C O gleich dem Winkel D C O, letzterer aber bekannt ist, da man die Zeit zwischen dem Untergange der Sonne und dem gänzlichen Aufhören der Beleuchtung gemessen hat, endlich A O der Erdradius ist, so kann man nach einfacher trigonometrischer Regel die Hypotenuse O C des rechtwinkeligen Dreieckes O A C berechnen. Vermindert man deren Wert um O E, d. i. den Erdhalbmesser, so erhält man C E, d. i. die gesuchte Höhe der Atmosphäre. Eine so angestellte Rechnung würde als Resultat 80 bis 90 *km* ergeben. Aus dem oben Gesagten aber erhellt, dass diese Höhe keineswegs die wahre Grenze der Atmosphäre bezeichnet, sondern nur diejenige Grenze, jenseits welcher die lichtreflectierende Wirkung der Luft aufhört, für unseren Sehnerv wahrnehmbar zu sein.



Messung der Höhe der Atmosphäre mittels der Dauer der Dämmerung.

Doch auch auf andere Weise hat man die Höhe der Atmosphäre zu ermitteln versucht. So hat das Elasticitätsgesetz der Gase den Grund zur Berechnung des Luftdruckes in bedeutender Höhe geboten. Man hat gefunden, dass in einer Höhe von etwa 8 geographischen Meilen (gegen 60 *km*) über dem Meeresspiegel der Luftdruck bereits so gering sein muss, dass er nur eine 1 *mm* hohe Quecksilbersäule zu tragen vermag, während doch der Barometerstand im Meeresniveau 760 *mm* beträgt; die Luft ist dort in einem Grade verdünnt, wie es kaum in dem Recipienten einer Luftpumpe hergestellt werden kann. In 10 bis 12 Meilen (74 bis 89 *km*) tritt sicher schon ein Zustand äußerster Verdünnung ein. Und doch zeigt sich die prächtige Erscheinung der Polarlichter, von der man gewiss nicht behaupten kann, dass sie in einem völlig leeren Raume zustande komme, in viel bedeutenderen Höhen. Die letzteren berechnet man aus der Größe der Sichtbarkeitszone einzelner Polarlichter. Nach J. Flögel beträgt nun die Höhe der Basis der Strahlen durchgängig 20 bis 35 geographische Meilen (150 bis 260 *km*); die Spitzen der Strahlen aber erreichen vielfach eine Höhe von 70 geographischen Meilen (520 *km*).

Endlich wissen wir durch R. Schiaparelli, dass die aus dem Weltraume in unsere Atmosphäre eindringenden Meteorite in einer Höhe von durchschnittlich mehr als 200 *km* aufzuleuchten beginnen. Jedenfalls müssen aber diese Körper schon einen ziemlich großen Weg durch die Luft zurückgelegt haben, ehe die vermehrte Reibung ihre Erhitzung bis zum Glühen und Selbstleuchten steigert.

Diese und andere Untersuchungen haben dazu geführt, dass man die Höhe unserer Atmosphäre gegenwärtig auf 300 bis 400 *km* veranschlagt. In solchen

Höhen muſs aber die Luft eine Verdünnung erreicht haben, von der wir uns kaum mehr eine Vorstellung machen können. Und doch ist dabei die Höhe des Luftkreises im Vergleich zu dem Erdkörper sehr geringfügig. Bei einer Höhe von 300 *km* würde einem Globus von 1 *m* Durchmesser nur eine 2·35 *cm* dicke Atmosphäre entsprechen, von welcher wiederum nur ein äußerst kleiner Theil, etwa das unterste Achtzigstel, organisches Leben beherbergt. Die Erscheinungen aber, von denen wir in der Meteorologie zu sprechen haben werden, reichen nur zu Höhen hinauf, die man kaum über 15 bis 22 *km* veranschlagen darf. Wie verschwindend gering aber erst die Masse der Atmosphäre gegenüber der Erdmasse ist, zeigt ein Vergleich der beiden Gewichte; denn das Gesammtgewicht der Atmosphäre hat man zu etwas mehr als 5 Trillionen Kilogramm berechnet, d. i. etwas weniger als ein Milliontheil der Erdmasse.

Wenden wir uns nun der Zusammensetzung der Atmosphäre zu, so müssen wir zunächst Allbekanntes wiederholen. Jedermann weiß, daſs die Luft ein Gemenge aus zwei in der Natur sehr verbreiteten Gasen, dem Stickstoff (Nitrogen) und dem Sauerstoff (Oxygen) ist. Es war im Jahre 1774, als fast gleichzeitig der Nordamerikaner Priestley und der Deutsche Scheele den Sauerstoff entdeckten. Die Bestandtheile der Atmosphäre wurden 1777 von Scheele und dem Franzosen Lavoisier, 1801 genauer von Gay-Lussac und A. v. Humboldt nachgewiesen. So weiß man, daſs in 100 Raum- oder Volumtheilen atmosphärischer Luft 79 Raumtheile Stickgas und 21 Raumtheile Sauerstoffgas enthalten sind. Nach dem Gewichte zeigt sich das Verhältnis wie 77 : 23, d. h. in 100 Gewichtstheilen Luft sind 77 Gewichtstheile Stickstoff und 23 Gewichtstheile Sauerstoff. Dieses Verhältnis der beiden Gase zu einander bleibt sich mit großer Beständigkeit an allen Orten der Erde und in allen uns erreichbaren Höhen nahezu gleich. Doch haben Macagno in Palermo und Jolly in München gefunden, daſs der Sauerstoffgehalt der Luft bei Südwinden am geringsten, bei Nordwinden am größten sei. Der wichtigste Bestandtheil der Luft ist bekanntlich der Sauerstoff, da er den Athmungsproceſs des thierischen Organismus unterhält, der nicht mehr im Gange erhalten werden kann, wenn der Sauerstoffgehalt der Luft auf 17·2 Procent sich vermindert hat. Die verbrauchte Schulzimmerluft steht mit ihrem Sauerstoffgehalte (19·86 Raumtheile) unter dem Normalen; letzterer dürfte nicht mehr viel sich verringern, sonst würde der Athmungsproceſs unmöglich werden. Da dünnere Luft weniger Sauerstoff enthält als dichtere, so ist dem thierischen Leben eine Höhengrenze gesetzt, welche 10.000 *m* nicht beträchtlich übersteigt. Der Sauerstoff ist aber nicht bloß die eigentliche Lebensluft, sondern er bedingt auch die Verbrennung, die Verwesung, die Oxydation und viele Verwitterungsprocesse. Der Stickstoff dagegen, welcher den Verbrennungs- und Athmungsproceſs erstickt, hat vor allem die Aufgabe eines Verdünnungsmittels des Sauerstoffes zu erfüllen.

Außer diesen Hauptbestandtheilen, dem Sauerstoff und dem Stickstoff, finden wir noch andere Stoffe, wie Wasserdampf, verschiedene Gase und selbst feste Theile, der Atmosphäre beigemengt, freilich in verhältnismäßig sehr geringen Mengen. Aber unter Umständen können sich die Mengen derselben doch so sehr steigern, um eine sehr beachtenswerte Bedeutung theils im Haushalte der Natur, theils für die Gesundheit des Menschen zu erlangen.

Die wichtigste Beimengung bildet der Wasserdampf, welcher bei den meteorologischen Vorgängen eine so hervorragende Rolle spielt. Was wir ihm verdanken, ist nichts Geringeres, als der gesammte Kreislauf des Wassers auf der Erde. Er erreicht am Äquator (z. B. in Hinterindien) etwa 3 Raumtheile von 100, in unseren Breiten aber nur mehr 1 Raumtheil. Der Wasserdampf ist

jedoch kein permanentes Gas und wird durch Abkühlung wieder zu tropfbarem Wasser verdichtet. Daher ist seine Vertheilung in der Atmosphäre sehr ungleichmäßig und seine Mengen sind auch an demselben Orte zu verschiedenen Zeiten ungemein wechselnd.

Auch die Kohlensäure in der Luft hat ihre große Bedeutung. Ihr procentueller Antheil an der Erdatmosphäre ist freilich nicht groß, denn auf 10.000 Raumtheile atmosphärischer Luft kommen nur 3 bis 6 Raumtheile Kohlensäure. Über die Vertheilung der letzteren im Luftkreise sind wir noch nicht zur Genüge unterrichtet, denn während man an gewissen Stellen der Erde (z. B. in den Alpen und im Himalaya) eine Zunahme des Kohlensäuregehaltes mit der Höhe constatiert hat, konnte man in anderen Gebirgen (z. B. in den Pyrenäen) auf eine ziemlich gleichförmige Vertheilung in den verschiedenen Höhen schließen. Die Quellen der atmosphärischen Kohlensäure sind: die Aushauchungen kohlensäurehaltiger Quellen und vulcanischer Gegenden, der Verbrennungs- und der Verwesungsprocess, letzterer auch in der Humusdecke des Bodens, und der Athmungsprocess der Thiere und Menschen; endlich die Grundluft.

Kalkwässer sind reich an Kohlensäure und kohlensaurem Kalk, welch letzteren sie absetzen, wenn die Kohlensäure entweicht; Säuerlinge oder Sauerbrunnen, sehr häufig in altvulcanischen Gegenden, haben einen reichlichen Gehalt an Kohlensäure, die ebenfalls zum großen Theile in die Luft übertritt. In vulcanischen Gegenden sind die sogenannten Mofetten oder Kohlensäuregasquellen häufig, Stellen, wo periodisch oder stetig dem Boden große Mengen von Kohlensäure entweichen. Solche Gegenden sind die phlegräischen Felder bei Neapel, die Umgebung des Laachersees unweit Coblenz, die Eifel, die Wetterau, die Umgegend von Marienbad in Böhmen, in der Auvergne, auf Java u. s. w. Die Ursache der Bildung der Kohlensäure der Gasquellen ist in der Zersetzung von Kalkstein oder anderen Carbonaten durch Kieselsäure unter Einfluss von hoher Temperatur und Wasser zu suchen, wobei sich dann Silicate bilden. Vermöge ihres größeren specifischen Gewichtes hält sich die Kohlensäure in den Vertiefungen des Bodens, in Grotten, Thälern u. s. w. unvermischt mit der Luft. Thiere, welche zufällig in die Schicht des tödlichen Gases gerathen, werden dadurch betäubt und sterben. Eine solche berüchtigte Stelle ist das Todtenthal „Pakaraman“ am Vulcan Gunong Diëng auf Java, ein etwa 100 *m* tiefer Krater, in dessen Mitte sich zuzeiten die tödliche Kohlensäure entwickelt. Bekannter ist die Hundsgrotte bei Neapel, südlich von dem jetzt trocken gelegten See von Agnano, ein kleiner Hohlraum von 3 *m* Länge und Breite, auf dessen Boden bis zu 30 *cm* Höhe die Kohlensäure lagert. Ein Bauer der Umgegend hat den Schlüssel und hält ein beneidenswertes Hundepaar, an dem er Besuchern die betäubende Wirkung der Kohlensäure demonstriert. Ein Hund stirbt in der Grotte am Ende der dritten Minute, eine Katze in 4 Minuten, Kaninchen sterben in 75 Secunden. Ein Mensch geht in weniger als 10 Minuten zugrunde, wenn er wagrecht auf dem Boden ausgestreckt ist. Man erzählt, dass auf Befehl des Kaisers Tiberius zwei Sklaven hier festgekettet und erstickt wurden, ferner, dass der Vicekönig von Neapel, Peter von Toledo, auf gleiche Weise zwei zum Tode Verurtheilte in der Grotte tödten ließ.

Nicht auf den bisher angegebenen Wegen allein empfängt die Atmosphäre stetig Mengen von Kohlensäure, sondern namentlich durch den Athmungs-, Verbrennungs- und Verwesungsprocess wird der Luft fortwährend seit Jahrtausenden Sauerstoff entzogen und dafür nicht athembare Kohlensäure zurückgegeben, und doch bleibt, wie wir gehört haben, das Verhältnis von Stickstoff und Sauerstoff zu einander in der Atmosphäre immer gleich. Der Regulator des Sauerstoffgehaltes

der Atmosphäre ist die Pflanzenwelt, welche die Luft für Thiere und Menschen athembar erhält. Unter dem Einflusse des Sonnenlichtes nehmen die Pflanzen die Kohlensäure aus der Luft in sich auf, wogegen bei Nacht eine Exhalation des im Verlaufe des Tages assimilierten Stoffes stattfindet. Es verbessern also die Pflanzen die Luft nicht durch Vermehrung ihres Sauerstoffgehaltes, sondern durch Entfernung der Kohlensäure und Zurückgabe des Sauerstoffes. Endlich ist zu erwähnen, dass die Grundluft, d. i. die im Boden befindliche Luft, auch freie Kohlensäure enthält, welche geographisch sehr unregelmäßig vertheilt erscheint, im allgemeinen in größeren Mengen nur in feuchtem Boden sich findet, während absolut trockener Boden keinen Überschuss von Kohlensäure zeigt.



Die Hundsgrotte bei Neapel.

Da die Kohlensäure von bedeutendem specifischen Gewichte (1·52) ist, wird sie freilich in geschlossenen Räumen leicht auf dem Boden lagern; aber in der weiten Atmosphäre ist dies nicht der Fall. Um sich das gegenseitige Durchdringen der verschiedenen Gase in unserer Atmosphäre richtig vorzustellen, muss man sich Folgendes vergegenwärtigen: Gelangen mehrere Gase, welche nicht chemisch aufeinander wirken, wie dies hier bei Stickstoff, Sauerstoff und Kohlensäure der Fall, miteinander in Berührung, so lagern sie sich nicht nach Maßgabe ihrer Schwere übereinander, wie dies in solchem Falle die meisten tropfbaren Flüssigkeiten thun würden, sondern durchdringen sich gleichförmig und nehmen die Summe der Räume ein, welche sie vorher getrennt voneinander erfüllten. Man bezeichnet diesen Process als die Diffusion der Gase. In der angeführten Weise ist auch die Atmosphäre

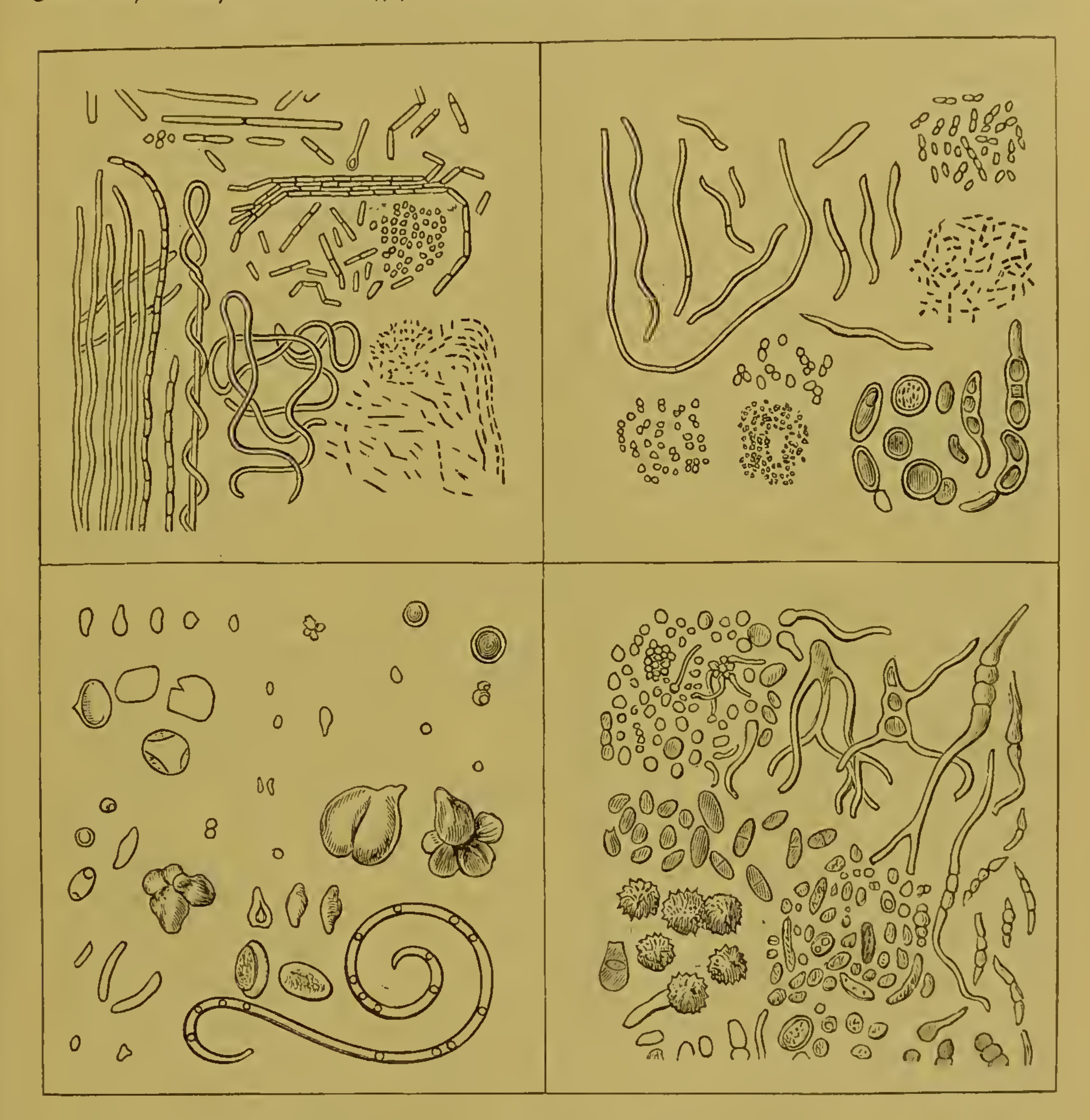
zusammengesetzt, und zwar aus vier Gasen: aus Stickgas, Sauerstoffgas, Wasserdampf und Kohlensäure. Sie bilden gewissermaßen vier selbständige Atmosphären, welche sich im wesentlichen gegeneinander wie leere Räume verhalten. Mit Rücksicht auf den Wasserdampf- und Kohlensäuregehalt stellt sich beispielsweise die mittlere procentische Zusammensetzung der Atmosphäre zu Wien etwa so dar: Stickstoff 78·24, Sauerstoff 20·80, Wasserdampf 0·93 und Kohlensäure 0·03 Raumtheile.

Eine eigenthümliche Modification des Sauerstoffes ist das Ozon; dasselbe entsteht, wenn elektrische Funken (der Blitz) durch Sauerstoff oder Luft schlagen, aber auch bei der Zersetzung des Wassers durch den galvanischen Strom, bei vielen Oxydationsprocessen, z. B. des Phosphors u. s. w. Stets wird aber nur ein geringer Theil des Sauerstoffes ozonisiert, reines Ozon ist unbekannt. Ozon zeigt einen eigenthümlichen phosphorähnlichen Geruch, wirkt heftig oxydierend, bleicht Pflanzenfarben, zerstört Fäulnisgeruch und Miasmen. Seit der Entdeckung des Ozons durch Schönbein im Jahre 1839 hat dasselbe den Gegenstand vielfacher und eingehender Untersuchungen gebildet, ohne dass man bis heute über den physikalischen Charakter desselben völlige Klarheit erhalten hätte. Dagegen steht wohl fest, dass überall in freier Luft Ozon vorkommt, während die Luft bewohnter Räume und größerer Städte gewöhnlich ozonlos ist. Stark ozonhältig ist die Waldluft, auf Bergen begegnet man größeren Ozonmengen als in der Ebene, an der Seeküste größeren Mengen als im Binnenlande. Nach Gewittern lässt sich stets eine Zunahme des Ozongehaltes constatieren. Daraus geht wohl schon hervor, dass das Ozon keine unwichtige Rolle im Haushalte der Natur spielen müsse. Auch eine hygieinische Bedeutung kommt demselben zu; doch sind seine Beziehungen zur größeren oder geringeren Häufigkeit gewisser Krankheiten noch nicht außer Zweifel gestellt.

Von anderen Gasen kommen in messbaren Mengen nur noch Ammoniak und Schwefelwasserstoff vor, welche beide wohl durch die Verwesung verschiedener organischer Stoffe der Luft zugeführt werden und von denen der letztere namentlich in den untersten Schichten der über einem Meeresstrande lagernden Luftmasse auftritt; endlich findet sich auch Wasserstoffgas hie und da in der Umgebung von feuerspeienden Bergen. Zeitweilig zeigen sich in der Atmosphäre auch Spuren von Salpetersäure.

Nicht übergangen werden dürfen die verschiedenen Stoffe, welche als Fremdkörper von zumeist winziger, dem freien Auge unsichtbarer Größe der Luft beigemengt, in ihr suspendiert, d. i. schwebend erscheinen, und die wir gewöhnlich mit dem zusammenfassenden Namen Staub bezeichnen. Letzterer tritt namentlich in den Steppengebieten der Continente in großer Verbreitung auf, wo die von der Luft abgelagerten Staubmassen mächtige Dünenreihen zu bilden imstande sind. Aber überall im Freien und im geschlossenen Raume enthält die Luft viel Staub. Lässt man etwa einen Sonnenstrahl durch einen Spalt in ein dunkles Zimmer fallen, dann sieht man unzählige Stäubchen im Lichtstrahl hin und her fliegen, so wie sie die Bewegung der Luft umhertreibt. Solche Staubtheilchen sind natürlich überall im Zimmer vorhanden, obschon man sie nur da beobachten kann, wo eben der Lichtstrahl hinfällt. Jedermann weiß, welche dem Straßenpflaster entstammende Staubmengen, welche Mengen von Verbrennungsproducten der Steinkohlen die Luft großer Städte enthält. Tissandier untersuchte die Luft von Paris, um die ihr beigemengten Fremdkörper kennen zu lernen. Er ließ ein bestimmtes Luftquantum durch destilliertes Wasser hindurchstreichen und fand selbst bei klarem Wetter in 1 *kg* Luft nicht weniger als 23 *mg* suspendierter Fremdkörper; darunter waren organische Substanzen jeder Art, Chlor- und Schwefelverbindungen, alkalische Erden, Ammoniaknitrat, Phosphate, Kiesel und sonst noch alles Mögliche. Gas-

förmige Fäulnisproducte und mikroskopische Organismen, die häufig die Träger ansteckender Krankheiten sind, verunreinigen fast überall die Luft. Unsere Abbildung zeigt nach Miquel in mikroskopischer Vergrößerung solche Mikroben, Bacillen und Bakterien, welche die Atmosphäre enthält und die wir in großen Mengen ein-



Mikroben, Bakterien und Bacillen in der atmosphärischen Luft.

athmen. Interessant ist folgende von demselben Gelehrten aufgestellte Tabelle über den Gehalt der verschiedenen Atmosphären an Bakterien in $1 m^3$ Luft:

Atlantischer Ocean	0·6	Neue Theile von Paris	4500
Auf hohen Bergen	1	Abzugscanäle	6000
In Salons der Seeschiffe	60	Laboratorium auf Montsouris	7420
Spitze des Pantheons in Paris	200	Ältere Theile von Paris	36.000
Park von Montsouris bei Paris	490	Im neuen Armenhause	40.000
Bern	580	Hospital de la Pitié	79.000
Rivolistraße in Paris	3480		

Im Durchschnitt weist nach den Analysen Miquels 1 *g* Straßenstaub von Paris 130.000 Bakterien auf, und zehnmal mehr finden sich im Staube der Wohnräume. Aufgewirbelt schweben diese gefährlichen Lebewesen zu ungeheuren Massen in der Luft. Da der Mensch täglich 5000 bis 10.000 *l* Luft einathmet, so ist klar, dass der Gehalt der Luft an Mikroorganismen auf den Gesundheitszustand einen außerordentlich großen Einfluss haben kann. Daher sagt man wohl mit Recht: „Aer plus occidit quam gladius", die Luft tödtet mehr als das Schwert. Macagno zu Palermo fand, dass in den Monaten Februar, März, April und Mai des Jahres 1879, während welcher 173 *mm* Regen fielen, in 100 *l* Luft 0·102 *g* organischer Substanzen enthalten waren, in den regenlosen Monaten Juni, Juli und August aber 0·160 *g*. Der Regen wäscht also gleichsam die Atmosphäre und ist daher von hervorragender sanitärer Bedeutung.

Die in der Luft befindlichen Staubmassen fallen allmählich infolge des Übergewichtes ihrer Schwere wieder zu Boden; oft währt dies aber sehr lange Zeit und von Winden werden sie häufig weit fortgetragen, so dass sie in sehr bedeutender Entfernung von ihrer Ursprungsstätte erst wieder den Erdboden erreichen. Dann erregen sie sehr oft die allgemeine Aufmerksamkeit. So weiß man in den meisten Gegenden der Erde von ganz sonderbaren Regenfällen, wie Schwefel-, Blut-, Thierregen zu erzählen. Brandes untersuchte z. B. im Jahre 1825 Regenwasser, welches bei Salzuflen in Lippe-Detmold gefallen war, und fand in demselben vorwiegend Chloride; es war also mit dem Regen auch Meerwasserstaub niedergegangen, den der Wind mit fortgerissen hatte, und doch liegt Salzuflen in der Luftlinie über 180 *km* von der Nordsee entfernt.

Die Nachrichten über die sogenannten Blutregen, die schon von den alten Schriftstellern, wie unter anderen von Livius, häufig erwähnt werden und im Mittelalter zu vielen abergläubischen Ansichten Anlass gaben, sind von Chladni, v. Hoff und Ehrenberg sorgfältig gesammelt worden. Diese beziehen sich aber meist nicht auf trockene, sondern auf flüssige oder schleimige Massen, welche als rothe Flecken auftreten, den Boden, die Pflanzen und das Wasser roth färben und ihren Ursprung in den Absonderungen von Schmetterlingen, Bienen, in Infusorien und mehreren Pilzarten haben und die auch nicht mit dem Regen niedergesunken sind, oder die färbende organische Substanz war in der unteren Atmosphäre schwebend gewesen. Die rothen Staubregen sind eine zunächst dem Nordostpassat-Gürtel des Atlantischen Oceans eigenthümliche Erscheinung. Ihr Verbreitungsgebiet ist der Atlantic im Westen Afrikas zwischen 4° und 27·2° nördl. Br. und bis zu 40·3° westl. L. von Greenwich. Eine feine staubartige oder mehlartige Masse von rother, gelblicher oder rothbrauner Farbe schlägt sich auf dem Takelwerk und an den Segeln der Schiffe nieder, diese und mitunter selbst die festen Theile der Schiffe ganz überziehend. Stets ist das Auftreten dieser Staubfälle von einem eigenthümlichen, undurchsichtigen Zustande der Luft begleitet, der von einem gewöhnlichen Nebel durch das Fehlen des feuchten Niederschlages sich unterscheidet und höchst wahrscheinlich ebenfalls durch den in der Luft befindlichen Staub hervorgerufen wird. Zuweilen wird dieser Staubnebel so dicht, dass man kaum eine Seemeile (à 1·855 *km*) weit sehen kann und die Sonne erst bei 50° oder 60° Höhe sichtbar wird. Mit dem Eintritt von Regen verschwindet meistens aller Dunst. Diese Erscheinung wird immer nur beobachtet, wenn der Wind von der Sahara her, und zwar von der Küstenstrecke zwischen dem Cap Juby (28° nördl. Br.) und dem Cap Verde (15° nördl. Br.) weht. Im Maximum legt der Staub hierbei einen Weg von 1320 bis 1360 Seemeilen (2450 bis 2520 *km*) zurück. Ehrenberg hat diesen Passatstaub genauer untersucht und es besteht kein Zweifel, dass

derselbe aus der Sahara stammt. Jedenfalls hat hier ein kräftiger aufsteigender Luftstrom alle möglichen leichtbeweglichen Theilchen der verschiedensten Stoffe von der Erdoberfläche losgerissen und mit sich in die Höhe geführt, von wo aus sie nach und nach wieder herabfallen. Unter dem Mikroskop erkennt man feinen Quarzsand und noch feineren gelbröthlichen Mulm nebst Bimssteinfragmenten und kleinen Krystallen; auch thierische und Pflanzenreste kommen vor. Mitunter, namentlich zur Zeit der Äquinoctialstürme im Frühling und Herbst, treten solche rothe Staubregen auch in höheren Breiten, besonders in den Mittelmeerländern auf; in vielen Fällen ist der Ursprung derselben aus der Sahara nachgewiesen. Auch der Schnee kann durch solchen rothen Staub roth gefärbt werden und als erdiger rother Schnee niederfallen. Ein vom Südsturm getragener Staubnebel kam in der Schweiz über 3000 *m* hoch in der Atmosphäre herbei und traf am St. Gotthard einen Gegenstrom aus Nord. Es entstand Windstille, wobei der Staubnebel fiel und alle höchsten Spitzen des Gotthard bedeckte, wo er für rothen Schnee gehalten ward. Diese Färbung des Schnees durch rothen Staub muss aber nicht mit der oft wahrgenommenen Färbung verwechselt werden, welche ein kleiner, auf dem Schnee lebender Pilz hervorbringt, der Protococcus nivalis, welcher sich über größere Schneeflächen der Polargegenden verbreitet und in den Alpen vorfindet. Eine dem Passatnebel verwandte Erscheinung dürfte dagegen der Quobor oder Gobar sein, der Hitzenebel Äthiopiens, den wohl auch in die Luft aufgewirbelte Staubmengen veranlassen.

Daneben gibt es auch vulcanische Staubregen von meist grauer Farbe, bei denen die Asche der Vulcane, wie des Hekla oder in Westindien, vom Wind bis auf sehr weite Entfernungen fortgetrieben wird. Beim Ausbruch des Vesuv im Jahre 512 flog die Asche bis Constantinopel und Tripolis, und bei der gewaltigen Eruption des Coseguina in Centralamerika 1835 wurde der Aschenregen durch die Luftströmung an 1500 *km* weit getragen.

Anderer Art sind die Staubfälle kosmischen Ursprungs; diese verdanken, wie man erst seit neuerer Zeit erkannt hat, Meteoriten oder Meteorsteinen ihre Entstehung. Am 1. Jänner 1869 war in Heßla bei Upsala in Schweden ein Meteorit, der aus zahlreichen weithin zerstreuten Stücken bestand, niedergefallen und mit ihm zugleich ein schwarzer, Kohle und metallisches Eisen enthaltender Staub. Ganz dieselbe Zusammensetzung zeigte der Staub, welcher während eines Schneefalles in Stockholm im December 1871 im Schnee gefunden wurde und ebenso der gleichzeitig im Innern Finlands auf dem Schnee gesammelte Staub. Solcher Meteorstaub entstammt kohlenhaltigen Meteorsteinen, welche, sobald sie mit Wasser oder Feuchtigkeit in Berührung kommen, in unmerklichen Staub zerfallen. Man hat aber auch allen Grund anzunehmen, dass sich im Weltraume außer den festen Körpern, die wir sehen oder die zu uns auf die Erde gelangen, auch staubförmige befinden: es ist dies der meteorische oder kosmische Staub, der ebenfalls eine röthlichbraune Farbe besitzt. K. Stolp beobachtete im Jahre 1883 auf der Grenzcordillere von Chile und Argentina einen solchen Staubfall auf dem Schnee, der sich auf Grund chemischer Untersuchung unzweifelhaft als kosmisch erwies. Es war dieselbe Zeit, da nach Sonnenuntergang sich regelmäßig ein prächtiger rother Lichtschein am westlichen Himmel zeigte und den man geneigt ist, den großen Mengen kosmischen Staubes, welche damals die Atmosphäre erfüllten, zuzuschreiben.

Von den bedeutenden Höhen, in welchen die kosmischen Staubnebel für gewöhnlich schweben, müssen wir in tiefere Schichten uns wenden, um die sogenannten Schwefelregen zu beobachten, deren Name übrigens ebenso schlecht gewählt ist, als der der Blutregen. Wenn sich nämlich, was ziemlich häufig

geschieht, Straßen und Plätze mit einem feinen, gelblichen Pulver bedecken, welches das Volk als „Schwefel" bezeichnet, so ist dies vielmehr Blütenstaub von verschiedenen Pflanzen, wie Fichten, Erlen, Haselnuss- oder Wachholderbüschen, Lycopodium u. a. m., der vom Winde häufig in sehr große Entfernungen getragen wird. In einzelnen Fällen werden aber auch lose Pflanzentheile, Früchte, selbst kleine Thiere von Winden in die Höhe gerissen und fallen dann mit dem Regen nieder, woher die Benennungen Thier- und Getreideregen stammen. Bisweilen spült der Regen die kleinen Wurzelknollen gewisser Pflanzen, wie des kleinen Schöllkrautes (Chelidonium minus), der Butterblume (Ranunculus ficaria), des epheublätterigen Ehrenpreis (Veronica hederaefolia) u. a. aus dem Boden fort, welche alsdann durch den Wind von ihrem Ursprungsort weit fortgeführt werden und später zu Boden fallen. So fiel z. B. im Jahre 1802 zu Bern eine große Menge der essbaren Knollen der Butterblume, und 1823 zu Starkenbach in Böhmen; 1804 fiel in Andalusien eine Menge Korn herab, wovon man nachher in Erfahrung brachte, dass es von einer Tenne zu Tanger in Afrika durch den Sturmwind weggeführt war. Und dass ein indischer Wirbelsturm sogar imstande ist, kleine Fische dem Wasser zu entführen, um sie weit im Lande wieder abzusetzen, ist durch glaubwürdige Zeugnisse zur Genüge verbürgt.

Zu den örtlichen Beimengungen oder Verunreinigungen der Luft gehören auch Rauchmassen, welche hauptsächlich durch Moor- oder Grasbrände hervorgerufen werden. Dieselben stellen sich dem Ansehen nach als hochschwebende Nebel dar, die man früher in der That für trockene Nebel hielt, während doch alle Nebel ihrer Natur nach feucht sind, oder für identisch mit dem schon besprochenen kosmischen Staub, bis man über den Ursprung dieser Erscheinung durch eingehendes Studium belehrt wurde. Eine gewisse Berühmtheit hat der trockene Nebel des Jahres 1783 erlangt, welcher sich über ganz Europa und einen Theil von Asien erstreckte und sogar in Nordamerika wahrgenommen worden sein soll. Die gelbbraune Trübung der Atmosphäre war so bedeutend, dass man entferntere Gegenstände nur undeutlich wahrnehmen konnte; die röthliche Sonnenscheibe konnte man selbst um Mittag, ohne geblendet zu werden, stundenlang betrachten. Die Erscheinung wurde zuerst in Kopenhagen am 24. Mai wahrgenommen, am 6. und 7. Juni trat sie über Rochelle und Umgebung auf, doch verschwand sie daselbst bald wieder. Am 18. Juni nach voraufgegangenen Gewittern und kalten Winden trat der Nebel aber neuerdings und in bedeutender Mächtigkeit auf. Am 14. Juni erschien er in Dijon, am 16. in Mannheim und Rom, am 19. in den Niederlanden, am 22. in Norwegen, am 23. auf dem St. Gotthard und in Ungarn, am 24. in Stockholm, am 25. in Moskau, gegen Ende des Monats in Syrien, und am 1. Juli auf den Gipfeln des Altai. Zwischen der norwegischen und holländischen Küste war das Meer davon bedeckt, ganz England wurde von dem Nebel überzogen, und 100 Stunden weit traf man ihn über dem Atlantischen Ocean an. Ja selbst tief in Sibirien soll er beobachtet worden sein. Seine Dauer war an diesen verschiedenen Orten mehr oder weniger lang oder er war mehrmals von heiteren Tagen unterbrochen; vollständig verschwand er erst am 26. September unter den verschiedenartigsten meteorologischen Zuständen, theils nach heftigen Winden, theils nach Gewittern. Der Nebel zeigte durchaus keine Feuchtigkeit, die Luft war sehr trocken und es herrschte eine unglaubliche Dürre. Wo man die Ausbreitung des Nebels genauer zu beobachten Gelegenheit hatte, erkannte man deutlich, dass er aus der Höhe der Atmosphäre herabstieg, so am St. Gotthard, dem Salève, dem Ventoux, wo er bis zu 1950 *m* Seehöhe herabkam, in einigen Gegenden ragten sogar die Spitzen der Berge über den Nebel hinaus, ein Beweis dafür, dass seine verticale

Ausdehnung in den oberen Regionen der Atmosphäre nicht beträchtlich war. Die ganze Erscheinung war gar seltsam, und über das Verhalten des Nebels machte man die widersprechendsten Beobachtungen. Zu Bramley in Kent soll in der Nacht des 20. Juli sogar der Blitz den Nebel entzündet haben, der hierauf mit stillem weißen Lichte so stark leuchtete, daſs man dabei lesen konnte. Daher entstanden auch die seltsamsten Hypothesen zu seiner Erklärung.

Die Bewohner Frieslands und des westlichen Hannover waren freilich über den Ursprung dieses Höhenrauches niemals in Zweifel. Sie schrieben ihn einfach dem Moorbrennen in Ostfriesland zu. Diese Ansicht wurde durch die 1835 erschienene Schrift von Egen über den Haarrauch wissenschaftlich begründet. Man kennt dieselbe Erscheinung auch unter den Namen Höhenrauch, Heide-, Heerrauch oder Moorrauch. Das Moorland wird oberflächlich ausgebrannt, um



Das Moorbrennen in Ostfriesland.

dadurch in ertragfähiges Ackerland verwandelt zu werden. Die Moore, auf welchen dieser Rauch durch das Brennen erzeugt wird, erstrecken sich in dem ungefähr 110 *km* breiten Küstensaum von der Zuidersee bis zur Niederelbe und nehmen dort einen Raum von etwa 8000 km^2 ein. In Holland hat man schon seit geraumer Zeit das Moorbrennen aufgegeben und wendet die sogenannte Fehn- oder Dammcultur an, indem man die Moorerde mit den darunter liegenden Erdschichten vermengt und so eine für den Feldbau geeignete Bodenmischung herbeiführt. Anders in Ostfriesland. Dort bedeckt nach Prestel das Hochmoor eine Fläche von 690 km^2. „Die Größe des Arembergischen Moors, soweit es zwischen dem Huimling, der Hunte, Leda und Ems eine zusammenhängende Fläche bildet, beträgt 1540 km^2. Auf das auf dem linken Emsufer liegende Bourtanger Moor und den Twist kommen dann noch 1376 km^2. Folglich beträgt das Areal des Moors auf beiden Seiten der Ems 3606 km^2. Über diese weite Fläche sind die Äcker verbreitet, welche jährlich

im Mai und Juni durch Abbrennen zum Anbau des Buchweizens und Roggens geeignet gemacht werden. Die Gesammtfläche des Moors, welche jährlich gebrannt wird, läſst sich nur ungefähr angeben; sie mag etwa 30.000 bis 40.000 Morgen betragen. An jedem geeigneten Tage wird mit dieser Operation morgens, sobald der Thau von den Sonnenstrahlen aufgezehrt ist, aufs neue begonnen und damit bis Nachmittag fortgefahren. Daher verschwindet auf dem Moor und in der nächsten Umgebung desselben der Dampf oder wird wenigstens auf ein Minimum zurückgeführt. Anders ist es mit den am Vormittag aufgestiegenen Rauchwolken. Diese führt der Wind fort und treibt sie, Tag und Nacht fortwirkend, wenn seine Richtung sich nicht ändert, auf Hunderte von Meilen vor sich hin. Ist das Brennen vollendet und gut durchgeführt, so ist der Acker etwa einen Zoll hoch mit Asche bedeckt und damit zur Einsaat des Buchweizens vorbereitet."

Konnten wider Egens Schrift noch Einwendungen erhoben werden, so haben die in neuester Zeit angestellten Untersuchungen jeden Zweifel über den Ursprung des Höhenrauches beseitigt. Als in der ersten Hälfte des Juli 1869 in Frankreich, Deutschland, Ungarn und Italien die Luft sich merkwürdig trüb und nebelig zeigte, forschte Prestel der Ursache dieser Erscheinung nach und bewies, daſs als solche einzig und allein nur das Moorbrennen in Ostfriesland angesehen werden kann. Vom 5. bis 13. Juni, als das Moorbrennen sehr lebhaft betrieben wurde, herrschte Nordwest- und Nordwind vor; daher wurde der Rauch nach den Alpen fortgeführt und langte in der Nähe von Salzburg schon am 6. Juli an. Als am 14. Juni heftiger Südwind wehte, war die Atmosphäre über Emden, dem Wohnorte Prestels, so dicht mit Höhenrauch erfüllt, daſs man in 500 Schritt Entfernung keinen Gegenstand mehr erkennen konnte. Vom 16. bis 24. Juni herrschte Regenwetter, weshalb nicht gebrannt wurde; mit dem Eintritt trockener Witterung begannen die ostfriesischen Bauern abermals ihr Moorbrennen. Vom 1. bis 5. Juli herrschte Nordostwind, welcher den Rauch nun nach Frankreich trieb; als aber am 6. Juli Südost eintrat, kam ein guter Theil des Rauches wieder zurück. In den nächsten Tagen wurde er über Thüringen und Sachsen nach Österreich getrieben und erreichte beinahe das Adriatische Meer. Wenn, bemerkt Prestel, während des Moorbrennens der Wind lebhaft weht, so führt er den Rauch auf Hunderte von Meilen fort. Die so fortgeführten Rauchwolken sind dann an der Erdoberfläche am dichtesten und werden nach oben immer dünner und lichter. Findet aber zur Zeit des Moorbrennens an der Brandstätte Windstille statt, so steigt der Rauch auf und breitet sich erst in der Höhe aus. Gelangt er dort in eine obere Luftströmung, so wird er mit dieser fortgeführt. In diesem Falle erscheint in weiter Entfernung von der Brandstätte das Himmelsgewölbe getrübter, während die Luft an der Erdoberfläche heller ist.

Die Ausbreitung, welche der Moorrauch nach und nach gewinnt, ist ungeheuer und nicht bloß „ganz Deutschland riecht's, wenn unsere Moore rauchen", wie der norddeutsche Dichter singt. Bis nach Spanien, Italien und Griechenland kann der Moorrauch ziehen, wobei er aber meist freilich zu so großer Zartheit auseinander gezogen ist, daſs er sich nur in der Ferne als trübender, rother Duft erkennbar macht. Immerhin werden durch den Höhenrauch viele Millionen Menschen belästigt und der Genuſs manches sonst klaren Sommertages verkümmert. Daher wollen wir hoffen, daſs es dem „Verein gegen das Moorbrennen" bald gelingen möge, auch in Ostfriesland an Stelle des Moorbrennens die rationellere, holländische Methode der Bodenverbesserung einzuführen.

Die Erkenntnis der Ursache des Höhenrauches hat auch ähnliche Trübungen der Atmosphäre an anderen Stellen der Erdoberfläche erklären helfen. So veran-

lasste im Jahre 1868 der ungeheuere Torf- und Moorbrand in der Nähe von St. Petersburg einen dichten, moorrauchartigen Nebel in Griechenland, welcher den Himmel wie mit einem Schleier überzog und der Sonne eine röthliche Farbe verlieh. Eine Art Moorrauch tritt in der Sommerszeit in Spanien, vorwiegend in der heißen Ebene der Mancha, des Guadalquivir und der Provinz Almeria auf, welcher Calina genannt wird. Am Horizont zeigt er eine bräunlichröthliche Farbe, aus der sich ein feiner Dunst oft über den ganzen Himmel zieht und diesem ein graues Aussehen gibt. Im September und October ist dieser Dunst verschwunden. Die häufigen und großen Grasbrände in den Savannen Afrikas und Amerikas erzeugen ähnliche Erscheinungen wie die Moorbrände. Über einen solchen Höhenrauch, der in Südamerika beobachtet wurde, liegen genauere Berichte vor. Während der trockenen Jahreszeit von 1868 war das Gebiet von Venezuela größtentheils mit Rauch bedeckt. Derselbe entstammte den Wäldern und Prairien, welche man zum Zwecke der Bodencultivierung um die Osterzeit in Brand gesteckt hatte. Da im Jahre 1868 alle Grasebenen und bewaldeten Berge Venezuelas auf viele Hundert Kilometer im Umkreis des Thales von Caràcas abgebrannt wurden, so war auch die Rauchmasse größer als in anderen Jahren. Dazu kam die außerordentliche Trockenheit, da während voller acht Monate kein einziger Tropfen Regen fiel.

Haben wir im Vorangegangenen die Zusammensetzung der Erdatmosphäre und die in ihr vorkommenden Beimengungen und Fremdkörper kennen gelernt, so wollen wir nun unsere Aufmerksamkeit auf ihre physikalischen Eigenschaften lenken. Da ist vor allem zu bemerken, dass die atmosphärische Luft mit den tropfbarflüssigen Körpern die leichte Verschiebbarkeit der Theilchen gemein hat, sich von denselben aber dadurch unterscheidet, dass ihre Theilchen sich wie vollkommen elastische Kugeln verhalten, die ungezwungen umherfluten und bei dem Versuche, sie zu vereinigen, mit der Annäherung rasch anwachsende Repulsivkräfte zeigen. Die Luft besitzt weder eine selbständige Form, noch ein selbständiges Volumen, sie füllt den ihr dargebotenen Raum ganz aus und übt auf die Wände des umschließenden Gefäßes einen Druck aus, welcher mit ihrer Dichtigkeit wächst. Und zwar ist nach dem Boyle'schen oder Mariotte'schen Gesetz das Volumen der eingeschlossenen Luft dem Drucke umgekehrt proportional, oder die Dichtigkeit wächst im geraden Verhältnis des Druckes.

Gleich allen Gasen erfährt die atmosphärische Luft durch Erwärmung eine gleichförmige Ausdehnung, und zwar dehnt sie sich bei gleichbleibendem Drucke für jeden Temperaturgrad des hunderttheiligen Thermometers um $^1/_{273}$ ihres Volumens bei 0^0 aus. Dies ist das sogenannte Charles'sche oder Gay-Lussac'sche oder Regnault'sche Gesetz.

Die sehr beweglichen Atome der Atmosphäre werden durch die Schwerkraft an die Erde gefesselt, so dass sie mit derselben fortschreiten und mit derselben rotieren. Dass die Luft wirklich schwer ist, kann man leicht zeigen, indem man einen mit Luft gefüllten, dann luftleeren Ballon abwiegt. Wegen der bedeutenden Höhe unserer Atmosphäre ist der Druck der Luft an der Erdoberfläche ganz beträchtlich; er wird gewöhnlich nur deshalb nicht wahrgenommen, weil er auf alle Körper nach allen Richtungen hin mit gleicher Stärke wirkt.

Die atmosphärische Luft lässt die Wärme hindurch, sie ist diatherman. Nur ein kleinerer Theil der Wärmestrahlen der Sonne, welche die irdische Lufthülle passieren, wird von derselben gleichsam verschluckt, von der senkrecht auf die Erde fallenden etwa ein Viertheil, von den schief einfallenden aber mehr, weil sie einen längeren Weg durch die Atmosphäre zurücklegen. Die Diathermanität der Luft ver-

mindert sich mit zunehmender Feuchtigkeit und es ist allgemein bekannt, daſs dichter Nebel oder eine ununterbrochene Wolkendecke die Bestrahlung verhindern.

Wie die Wärme, so läſst die Luft auch das Licht hindurch, sie ist durchsichtig. Doch ist ihre Durchsichtigkeit nicht unbegrenzt; denn mit zunehmender Entfernung erscheinen die Gegenstände immer unbestimmter und gedämpfter. Diese unvollkommene Durchsichtigkeit der Luft beruht auf der theilweisen Reflexion der Lichtstrahlen durch Lufttheilchen, Nebel, Staub u. a. Von dieser Reflexion rührt auch die allgemeine Tageshelle her, der zufolge nicht die Lichtseiten nur, auch die Schattenseiten der Körper bei Tage noch ein Licht haben. Und noch eine andere Veränderung erleidet das Licht auf seinem Wege durch die Atmosphäre; indem die Lichtstrahlen in immer dichtere Luftschichten gelangen, werden sie gebrochen, d. h. sie weichen von ihrer anfänglichen Richtung ab.

Für das Auge erscheint das Luftmeer als eine einfache, durchsichtige Masse. Richten wir den Blick nach aufwärts, so sehen wir ein ungeheures, in der Mitte etwas flaches Gewölbe von klarer, blauer Farbe, das wir gewöhnlich mit dem Ausdruck „Himmel" bezeichnen. Von der Farbe des Himmels, dem Himmelblau, soll eingehender in dem Capitel über die optischen Erscheinungen der Atmosphäre die Rede sein. Ebenso ist der Elektricität der Luft ein eigener Abschnitt gewidmet; hier sei nur constatiert, daſs der Luft auch Elektricität innewohne.

Schlieſslich muſs noch der akustischen Eigenschaften unserer Atmosphäre gedacht werden. Die Luft ist das Medium, durch welches der Schall sich fortpflanzt und unser Ohr berührt. Aber auch hierin zeigen sich Unterschiede. So verbreiten sich die Töne in dünnerer Luft weiter als in dichterer, was die von Bravais und Martins auf dem Faulhorn in den Berner Alpen angestellten Versuche als unzweifelhaft erwiesen. Merkwürdig ist die Thatsache, daſs die Durchlässigkeit der Atmosphäre für Licht und Schall eine durchaus verschiedene ist. Wenn die Luft sehr stark mit Wasserdampf erfüllt ist, so besitzt sie einen hohen Grad von Durchsichtigkeit, und es erscheinen dann die Landschaftsbilder an Farben am schönsten und schärfsten. Gerade dann jedoch verhält sich die Luft als akustische Wolke, die den Schallwellen gegenüber ebenso undurchdringlich ist, wie eine gewöhnliche Wolke gegenüber den Lichtwellen. Je weniger Wasserdampf die Luft enthält, desto weiter pflanzt sich der Schall in ihr fort. So haben die Forschungsreisenden Parry und Foster in den Polargegenden die menschliche Stimme auf eine Entfernung von 2 *km* wahrgenommen. Nachdem man diesen Einfluſs des Dampfgehaltes auf die Fortpflanzung der Schallwellen schon 1822 beobachtet hatte, entwickelte Tyndall eine eigentliche Theorie des Sachverhaltes auf Grund von Versuchen mit Nebelhornsignalen, welche er im Jahre 1873 zu South-Foreland bei Dover angestellt hatte; diese Theorie kann man in Kürze folgendermaſsen formulieren: Akustische Trübung ist optische Klarheit, und optische Trübung ist akustische Klarheit.

Zweites Capitel.

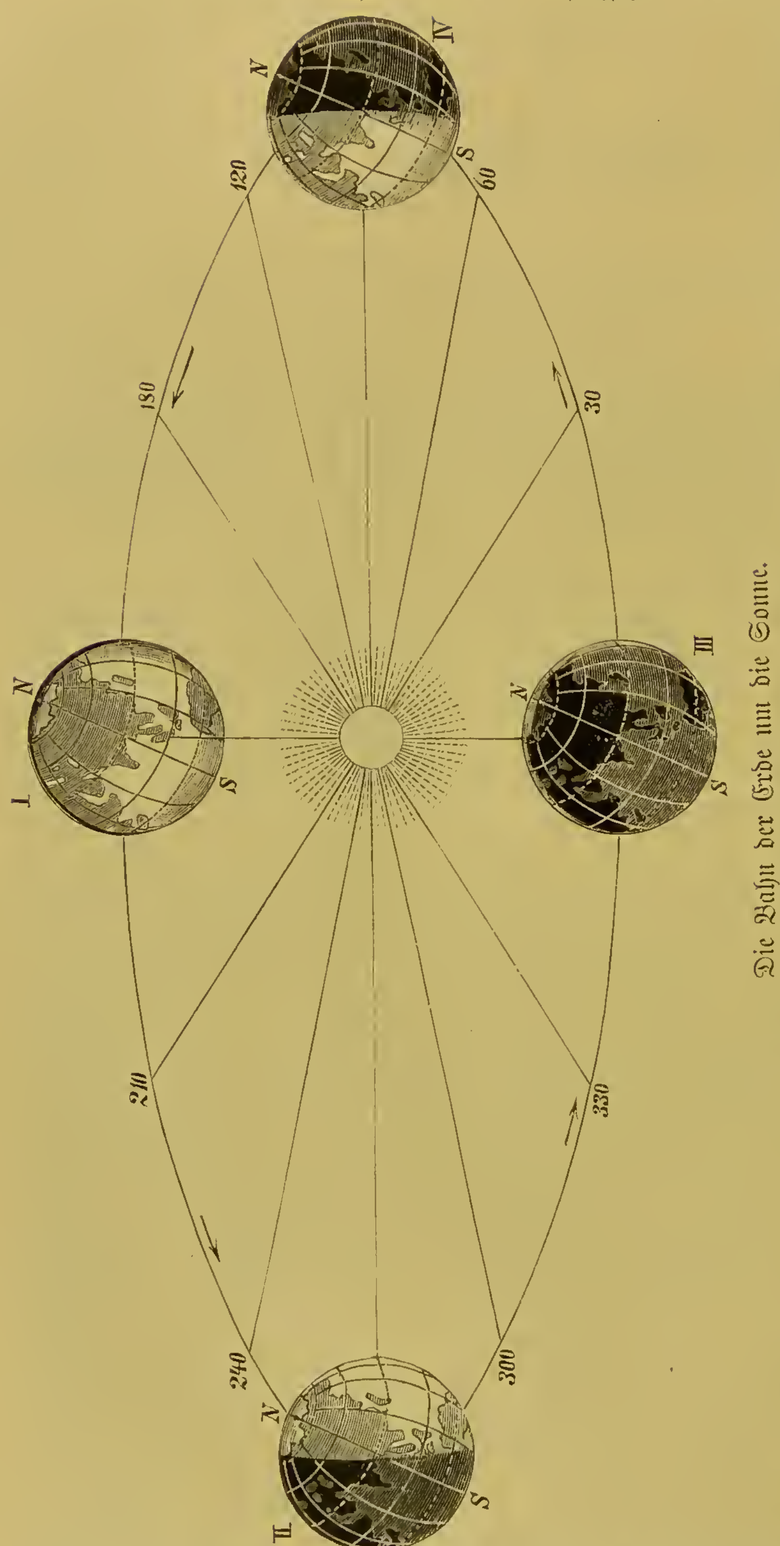
Die Wärme der Luft, des Meeres und der Erde.

Die Wärmequellen der Erde. — Die Sonnenwärme. — Die Beleuchtung und Erwärmung der Erde im Laufe des Jahres. — Das Thermometer. — Die Erwärmung der Luft. — Die tägliche Periode der Lufttemperatur. — Die Mitteltemperatur. — Die jährliche Periode der Lufttemperatur. — Säculäre Änderungen der Temperatur. — Temperaturabnahme mit der Höhe. — Vertheilung der Lufttemperatur über die Erdoberfläche. — Thermische Anomalie. — Die Temperatur des Meeres: Die Vertheilung der Temperatur über die Meeresoberfläche. Die Temperatur des Meeres in der Tiefe. — Die Temperatur der Erde.

Licht und Wärme bedingen in erster Linie das gesammte organische Leben auf Erden. Auch bei allen atmosphärischen Vorgängen spielen die Wärmeerscheinungen die erste Rolle, so daſs die Wärme als das wichtigste meteorologische Element erscheint. Die Hauptquelle der Wärme für die Lufthülle der Erde ist die Sonne. Wohl hat die Erde auch eine Eigenwärme, doch wirkt dieselbe nicht mehr wie in früheren Entwickelungsperioden unseres Planeten auf die Erdoberfläche; diese hat vielmehr längst eine Temperatur angenommen, welche mit jener der Atmosphäre im Gleichgewicht steht.

Das Maß der Wärme, welche wir der Sonne verdanken, ist so bedeutend, daſs es hinreichen würde, jährlich eine Eisschicht von 30·8 *m* Dicke zu schmelzen, vorausgesetzt, daſs die Wärme gleichmäßig über die Erde hin vertheilt wäre. Man müſste auf der ganzen Erde eine gleichmäßig ausgebreitete Kohlenschicht von 250 *cm* Dicke oder 3285 Billionen Centner Kohlen verbrennen, um soviel Wärme auf der Erdoberfläche zu erzeugen, als uns die Sonne jährlich spendet. Die Wärmemenge, welche uns der Mond zusendet, ist so gering, daſs sie nur mit den schärfsten Hilfsmitteln der neueren Physik, mittels der thermoelektrischen Säule, überhaupt noch nachweisbar ist. Dasselbe gilt in noch höherem Maße von der Wärmestrahlung einzelner Sterne. Dagegen ist der ganze Sternenhimmel eine nicht zu unterschätzende Wärmequelle für unsere Erde. Die Millionen von Fixsternen sind lauter Sonnen, die uns aus ungeheurer Ferne ein bedeutungsvolles Wärmequantum zusenden. Pouillet schätzte dasselbe sogar auf fünf Sechstel der Sonnenwärme. Sie würde nach ihm hinreichen, eine gleichmäßig um die Erde gelegte Eisschicht von 26 *m* Dicke in einem Jahre zu schmelzen. Die Sternenwärme ist aber als eine constante Wärmequelle zu betrachten, die selbstverständlich auch fortwirkt, wenn die Sonne am Himmel steht; sie mildert die Kälteextreme, welche sonst während der Abwesenheit der Sonne zur Zeit der Nacht und des Winters auf der Erde entstehen müſsten, wenn die letztere in einem absolut kalten Raume sich befände. Nun kennen wir die Temperatur des Weltraumes wohl nicht, haben aber Gründe genug dafür, ihm eine sehr niedrige Temperatur zuzuschreiben. Pouillet und Frölich schätzen sie nach Beobachtungen über Wärmestrahlung auf —140° und —130° C. Jedenfalls ist sie niedriger als die tiefsten auf der Erde beobachteten Temperaturen, die um —60° C. herum liegen.

Ob die Sonne ein fester oder ein flüssiger Körper ist, wissen wir nicht, jedenfalls aber befindet sie sich im Zustande der Weißglut. Den Sonnenkörper selbst können wir nicht sehen, sondern nur seine Atmosphäre, welche aus mehreren Schichten ebenfalls glühender Gase besteht. Die Temperaturen der Sonne werden von Zöllner zu 13.250° C. an der Oberfläche, zu 1,112.000° im Innern angenommen. Mit bewaffnetem Auge gewahrt man an der Oberfläche der Sonne in ihrer Gestalt und Größe veränderliche dunkle Flecken, welche von verschiedenen Forschern verschieden erklärt werden, indem man sie entweder für Wolken oder für Schlackenbildungen, oder auch für Vertiefungen in der Sonnenatmosphäre als Wirkungen mächtiger Wirbelwinde ansieht. Die Zahl der Sonnenflecken nimmt in regelmäßigen Perioden von etwa 11 Jahren einmal zu und ab, und es ist kaum zu bezweifeln, dass sich diese Periode auch in einigen meteorologischen Erscheinungen wiederspiegelt.

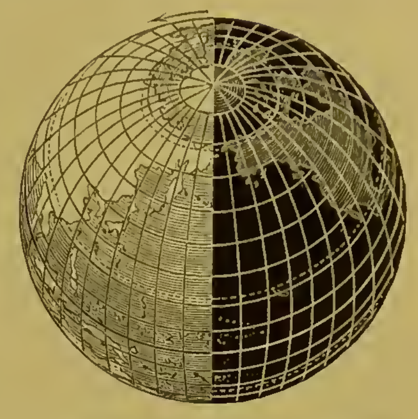


Die Bahn der Erde um die Sonne.

Die Wärmemenge, welche ein Punkt der Erdoberfläche von der Sonne empfängt, ist abhängig von der Tageslänge und von der Größe des Winkels, unter welchem die Sonnenstrahlen auffallen. Diese Umstände hängen aber mit der Stellung der

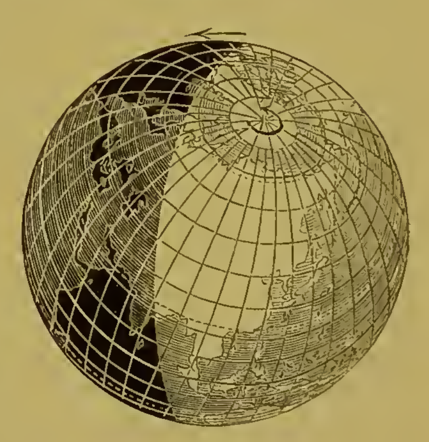
Erde zur Sonne und mit ihrer Bewegung um dieselbe zusammen, weshalb wir vor allem mit diesem Gegenstande uns in Kürze beschäftigen wollen.

Bekanntlich wird durch die Achsendrehung der Erde der Wechsel von Tag und Nacht hervorgerufen, während die Bewegung der Erde um die Sonne das Jahr mit der Aufeinanderfolge der Jahreszeiten erzeugt. Die Bahn der Erde um die Sonne ist eine elliptische. Auf der Ebene dieser Bahn steht die Erdachse nicht senkrecht, sondern geneigt, und zwar weicht sie von der senkrechten um einen Winkel von 23·5° ab. Dieser bleibt während des Umlaufes der Erde um die Sonne constant, d. h. die Erdachse behält dabei stets dieselbe Richtung im Weltraume. Aber eben deshalb muss sie während der Bewegung der Erde um die Sonne ihre Lage gegen diese fortwährend verändern, wie man aus der Zeichnung auf S. 40 ersieht, in der N und S die beiden Pole als Endpunkte der Erdachse bezeichnen. In der Stellung II ist der Nordpol der Sonne zugekehrt, in der Stellung IV der Südpol, dagegen der Nordpol von der Sonne abgewendet; in den Stellungen I und III sind beide Pole gleichweit von der Sonne entfernt.

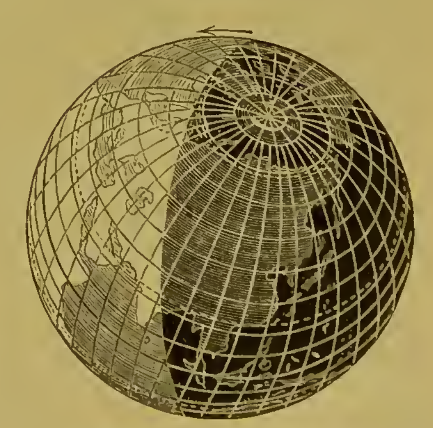


Die Beleuchtung der Erde am 21. März.

Da die Erde von der Sonne stets zur Hälfte beleuchtet wird, ist die Beleuchtungsgrenze immer ein größter Kreis der Erdkugel; die den Sonnen- und den Erdmittelpunkt miteinander verbindende Gerade, die sogenannte Centrallinie, steht auf ihm senkrecht. Stünde die Erdachse auf der Ebene der Erdbahn senkrecht, dann müsste fortwährende Tag- und Nachtgleiche auf der ganzen Erde herrschen, denn dann gienge die Beleuchtungsgrenze durch beide Pole, fiele also mit den Meridiankreisen zusammen und würde alle Parallelkreise halbieren; es müsste wegen der stets gleichbleibenden Geschwindigkeit der Achsendrehung jeder Punkt der Erdoberfläche ebensolange auf der Tagseite wie auf der Nachtseite rotieren. Aber wegen der schiefen Lage der Erdachse nimmt auch die Beleuchtungsgrenze während eines Jahres sehr verschiedene Lagen in Bezug auf die Parallelkreise ein, woraus sich zunächst die verschiedene Dauer von Tagen und Nächten, des weiteren der Wechsel der Jahreszeiten ergibt. Beides wird uns aus der Zeichnung „Die Bahn der Erde um die Sonne" klar.



Die Beleuchtung der Erde am 21. Juni.



Die Beleuchtung der Erde am 21. December.

Steht die Erde am 21. März in I, so geht die Centrallinie durch den Äquator. Die Beleuchtungsgrenze geht durch beide Pole und halbiert sämmtliche Parallelkreise: Tag und Nacht sind somit auf der ganzen Erde gleich. Auf der nördlichen Halbkugel

beginnt der Frühling (Frühlingsnachtgleiche oder Frühlings-Äquinoctium), auf der südlichen Halbkugel der Herbst. Die Abbildung auf S. 41 zeigt die Beleuchtungsverhältnisse bei dieser Stellung der Erde sehr deutlich.

Kommt nun die Erde am 21. Juni nach II, so geht die Centrallinie durch den nördlichen Wendekreis (in 23·5° nördl. Br.), die Beleuchtungsgrenze durch beide Polarkreise (in je 66·5° Br.) derart, dass die vom nördlichen Polarkreis abgegrenzte Kugelkappe jetzt ganz in der Lichtseite, die vom Südpolarkreis begrenzte Kugelkappe ganz in der Schattenseite liegt. Auf der nördlichen Halbkugel liegt das größere Stück der Parallelkreise auf der Tagseite (längster Tag des Jahres), auf der südlichen Halbkugel das kleinere Stück (kürzester Tag). Es beginnt der Sommer der Nordhemisphäre (Sommer-Sonnenwende oder Sommer-Solstitium), der Winter der Südhemisphäre. (Man vgl. hierzu die Zeichnung auf S. 41.)

In der Stellung III, wo die Erde am 23. September anlangt, wiederholt sich dasselbe wie in Stellung I; wieder herrscht auf der ganzen Erde Tag- und Nachtgleiche, nur dass die nördliche Halbkugel jetzt Beginn des Herbstes (Herbst-Äquinoctium), die südliche Beginn des Frühlings hat.

Ist endlich die Erde am 21. December in IV angekommen, so geht die Centrallinie durch den südlichen Wendekreis (23·5° südl. Br.), die Beleuchtungsgrenze wieder durch beide Polarkreise, aber in entgegengesetztem Sinne von II; daher tritt auch für beide Hemisphären das Entgegengesetzte von all dem ein, was uns die Stellung II zeigt, wie die Zeichnung auf S. 41 auch vollkommen klar macht. Auf der nördlichen Halbkugel ist der kürzeste Tag eingetreten und der Winter beginnt (Winter-Sonnenwende, Winter-Solstitium); auf der südlichen Halbkugel herrscht der längste Tag und der Sommer beginnt.

Aus dieser Betrachtung ergeben sich noch einige wichtige Folgerungen. So erkennt man sofort, dass auf dem Äquator in allen vier Hauptstellungen Tag- und Nachtgleiche herrscht; dies muss aber während des ganzen Jahres der Fall sein, schon aus dem Grunde, dass der Äquator und die Beleuchtungsgrenze beide größte Kreise der Erdkugel sind, sich also immer halbieren müssen. Ferner findet man alsbald, dass senkrechter Sonnenstand (Zenithstand der Sonne) zu Mittag nur für die Breiten zwischen den beiden Wendekreisen eintreten kann, für den Äquator am 21. März und am 23. September, für den nördlichen Wendekreis am 21. Juni, für den südlichen Wendekreis am 21. December. Die zwischen dem Äquator und den Wendekreisen liegenden Parallelkreise haben gleich ersterem zweimal im Jahre senkrechten Sonnenstand. Über die Wendekreise nord- und südwärts hinaus sinkt auch der höchste Mittagsstand der Sonne mit zunehmender Breite immer tiefer. Für die beiden Polarkreise geht einmal im Jahre die Sonne nicht unter, und zwar für den nördlichen am 21. Juni, für den südlichen am 21. December, dafür aber um ein halbes Jahr später einen Tag gar nicht auf. Die Dauer des längsten und kürzesten Tages in den Breiten 0° bis 66·5° (vom Äquator bis zum Polarkreis) ersieht man aus folgender Tabelle:

Breite	0°	10°	20°	30°
Längster Tag	12 St.	12 St. 35 Min.	13 St. 13 Min.	13 St. 56 Min.
Kürzester Tag	12 St.	11 St. 25 Min.	10 St. 47 Min.	10 St. 4 Min.

Breite	40°	50°	60°	66·5°
Längster Tag	14 St. 51 Min.	16 St. 9 Min.	18 St. 30 Min.	24 St.
Kürzester Tag	9 St. 9 Min.	7 St. 51 Min.	5 St. 30 Min.	0 St.

Für den Nordpol geht die Sonne am 21. März auf und weilt bis zum 23. September, also volle 6 Monate, über dem Horizont; für den Südpol ist

dies vom 23. September bis zum 21. März der Fall. Während dieser Zeit windet sich die Sonne scheinbar in einer Spirallinie, aber fast parallel zum Horizont, über diesen hinauf bis zu einer Höhe von 23·5° (zur Zeit der Solstitien) und dann wieder zur Ebene des Horizontes zurück. In den Breiten von 66·5° bis 90° bewegt sich, wie nun ersichtlich, die Dauer des längsten Tages zwischen 24 Stunden und 6 Monaten. Doch verhalten sich hierin die beiden Halbkugeln der Erde nicht gleich. Da nämlich die Sonne nicht im Mittelpunkte der elliptischen Erdbahn steht, sondern in einem Brennpunkte derselben, so befindet sich die Erde einmal des Jahres in der Sonnennähe (Winter der Nordhemisphäre) und einmal in der Sonnenferne (Sommer der Nordhemisphäre). In der Nähe der Sonne schreitet sie auf ihrer Bahn um die letztere rascher fort, als in der Sonnenferne. Dies hat zur Folge, dass das astronomische Sommerhalbjahr der nördlichen Halbkugel 186 Tage (21. März bis 23. September), das der südlichen Hemisphäre nur 179 Tage (23. September bis 21. März) dauert. Aber dieser Umstand übt auch auf die Dauer von Tagen und Nächten in den Breiten von 66·5° bis 90° auf beiden Halbkugeln einen Einfluss; nicht bloß am Nordpol währt die beständige Beleuchtung länger als auf dem Südpol (um 7 Tage), sondern auf allen Parallelen über 66·5° hinaus. Die Dauer des längsten und kürzesten Tages in diesen Breiten wird aus folgender Tabelle ersichtlich:

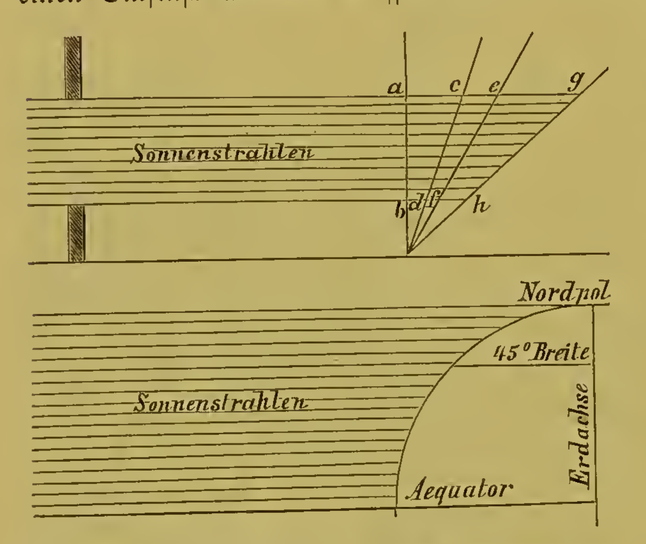
Nördliche Breite . .	66·5°	70°	80°	90°	. . . Südliche Breite
Beständiger Tag . .	1 Tag	65 Tage	134 Tage	186 Tage	. . . Beständige Nacht
Beständige Nacht . .	1 Tag	60 Tage	127 Tage	179 Tage	. . . Beständiger Tag

Noch sei bemerkt, dass die wirkliche Dauer des Tages dadurch um etwas verlängert wird, dass die Sonne eine Scheibe ist (bei uns um etwa 2 Minuten), da die obigen Berechnungen sich alle auf den Sonnenmittelpunkt beziehen. Ferner wird der Tag durch die sogenannte Strahlenbrechung oder Refraction etwas verlängert, der zufolge wir die Sonne schon über dem Horizont sehen, wenn sie sich thatsächlich noch unterhalb desselben befindet. Dadurch, dass die Atmosphäre das Sonnenlicht reflectiert, entsteht die allgemeine Tageshelle, das sogenannte diffuse Tageslicht, das auch in die Schatten hineinleuchtet und ihre Schärfe und Dunkelheit mindert. Es bleibt deshalb auch längere Zeit helle, nachdem die Sonne schon unter den Horizont hinabgesunken ist. Die erleuchtete Atmosphäre spendet uns noch, nachdem schon die Schattengrenze über uns hinweggegangen ist, das „Dämmerlicht“. Die sogenannte „bürgerliche Dämmerung“ währt so lange, bis die Sonne etwa 8° unter den Horizont hinabgesunken ist, bis es in den Wohnungen anfängt, dunkel zu werden; die „astronomische Dämmerung“ endet, wenn die Sonne 16° unter den Horizont gesunken, mit dem Sichtbarwerden der Sterne sechster Größe, mit dem Eintritt der vollen Nacht. Je steiler die tägliche Bahn der Sonne gegen den Horizont geneigt ist, desto kürzer währt die Dämmerung; am kürzesten ist sie also unter dem Äquator, wo die Tagesbahnen auf der Ebene des Horizontes senkrecht stehen, mit zunehmender Breite nimmt die Dauer der Dämmerung zu. Von 50·5° Breite an, wo die Sonne um die Zeit des Sommer-Solstitiums nicht mehr tiefer als 16° unter den Horizont sinkt, gibt es dann keine eigentlichen Nächte mehr, indem Morgen- und Abenddämmerung ineinander fließen; d. i. die „Region der hellen Nächte“. In der Breite von St. Petersburg (60°) z. B. dauern diese hellen Nächte vom 27. April bis zum 15. August; unter 70° nördl. Breite vom 30. März bis 12. September, unter 80° vom 4. März bis 8. October, am Nordpol selbst vom 4. Februar bis 6. November. Die volle Nacht währt daher am Nordpol kaum 13 Wochen.

Über dem Äquator beträgt die Verlängerung des Tages durch das Refractionslicht nicht ganz 5 Minuten, unter 50° Breite durchschnittlich 9 Minuten. Viel größer ist der Einfluss des Dämmerlichtes. Über dem Äquator wird die Nacht durch die astronomische Morgen- und Abenddämmerung zusammen um 2 Stunden 42 Minuten verkürzt; unter 40° Breite beträgt die kürzeste Dämmerung 3 Stunden, die längste 4 Stunden; unter 50° Breite die kürzeste (im Februar und November) 3½ Stunden, die längste Dämmerung (im Juni) 7 Stunden 52 Minuten. Unter 70° Breite währt die Dämmerung im December und Jänner 10 bis 11 Stunden, während die Sonne selbst nicht mehr über dem Horizont erscheint. Die gesammte Dauer des Sonnenlichtes, des Refractions- und Dämmerlichtes während eines ganzen Jahres beträgt:

	Sonnenlicht überhaupt	Refractionslicht allein	Astronomische Dämmerung	Volle Nacht
Am Nordpol . .	186 T. 11 St.	2 T. 22 St.	94 T. 16 St.	84 T. 3 St.
In 40° Breite . .	183 T. 8 St.	1 T. 14 St.	49 T. 2 St.	132 T. 20 St.
Am Äquator . .	182 T. 15 St.	1 T. 5 St.	36 T. 1 St.	146 T. 14 St.

Es ist wohl klar, dass diese Beleuchtungsverhältnisse auch auf die Erwärmung einen Einfluss ausüben müssen. Nun kann aber die Frage aufgeworfen werden, warum die Sonnenstrahlen, wenn sie senkrecht auffallen, am meisten wärmen, und immer weniger, je schräger sie auffallen. Die Ursache hiervon findet durch ein Experiment leicht Erklärung. In unserer Zeichnung stelle die obere Figur ein Fenster im Querschnitte dar; ihm gegenüber stehe in einem Zimmer eine bewegliche Wand. Die Sonne ist eben aufgegangen und ihre wagrecht über den Horizont gehenden Strahlen fallen durch das Fenster senkrecht auf die Wand auf, das Stück a b derselben beleuchtend. Neige ich die Wand zurück, so breitet sich die gleiche Menge von Strahlen über eine größere Fläche der Wand aus; immer größer wird die von der gleichen Menge Strahlen beleuchtete und erwärmte Fläche, je mehr ich die Wand zurücklehne, wie die Stücke c d, e f, g h der Wand in der Zeichnung zeigen. Dabei fallen aber die Strahlen auch immer schräger auf die Wand auf. Je schräger die Strahlen auffallen, desto dünner gleichsam werden sie, indem sie eine immer größere Fläche erwärmen müssen. Ebenso verhält es sich mit dem Auffallen und Wärmen der Sonnenstrahlen auf der Erdoberfläche, wie man aus der unteren Figur derselben Zeichnung ersieht.



Abhängigkeit der Erwärmung vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlen.

Wir erkennen nunmehr, dass die Erwärmung der Erdoberfläche zunächst von der geographischen Breite abhängig ist, d. h. von dem Winkel, unter dem die Strahlen einfallen. Als man noch nicht wusste, dass auch andere Factoren die Vertheilung der Temperatur wesentlich beeinflussen, unterschied man auf jeder Hemisphäre drei Klimazonen, die durch Wende- und Polarkreise voneinander getrennt werden. Heute bei besserer Einsicht kann man diese Gürtel nicht mehr

als Wärme-, sondern nur als Beleuchtungszonen betrachten, für welche A. Supan auch eine andere Benennung vorschlägt als für die Klima- oder Wärmezonen. Er nennt den Gürtel zwischen Äquator und Wendekreis die Tropenzone, den Gürtel zwischen Wende- und Polarkreis die mittlere Zone, und den Kugelabschnitt innerhalb des Polarkreises die polare Zone. Beginn und Dauer der astronomischen Jahreszeiten sind in allen Zonen gleich. Es währt bekanntlich der astronomische Frühling vom 21. März bis 21. Juni, der Sommer vom 21. Juni bis 23. September, der Herbst vom 23. September bis 21. December, der Winter vom 21. December bis 21. März. Die meteorologischen Jahreszeiten weichen zunächst in den verschiedenen Zonen voneinander ab, wovon später eingehender die Rede sein soll; aber auch in unseren Breiten stimmen sie in Bezug auf die Dauer und Begrenzung mit den astronomischen Jahreszeiten nicht überein, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

	Nordhemisphäre	Südhemisphäre
December-Februar	Winter	Sommer
März-Mai	Frühling	Herbst
Juni-August	Sommer	Winter
September-November	Herbst	Frühling

Ehe wir nun aber zur Betrachtung der Wärmeerscheinungen des Luftkreises übergehen, wollen wir uns noch mit dem Instrumente näher bekannt machen, welches zum Messen des Wärmestandes eines Körpers und also auch der Luft dient. Dieses ist das Thermometer („Wärmemesser"). Die gebräuchlichste Art des Thermometers ist das Quecksilberthermometer. Dasselbe besteht aus einem Glasrohr von kleinem, durchgehends gleichem Querschnitte, das an dem einen Ende mit einer hohlen Glaskugel in Verbindung steht, an dem anderen Ende zugeschmolzen ist. Die Kugel und ein Theil des Rohres sind mit Quecksilber gefüllt, der Rest der Röhre ist luftleer gemacht. Wenn das Thermometer mehr Wärme aufnimmt, dehnt das Quecksilber sich aus und nimmt einen größeren Raum ein; die Kuppe des Quecksilbersäulchens bewegt sich im Rohre gegen das geschlossene Ende hinauf: „das Thermometer steigt". Wenn das Thermometer Wärme verliert, zieht das Quecksilber sich zusammen und die Kuppe desselben nähert sich der Kugel: „das Thermometer fällt".

Um bestimmte Wärmezustände angeben zu können, versieht man das Thermometer mit einer Scala, d. h. einer Art Maßstab, dessen Theile als Grade bezeichnet werden. Jeder Theilstrich hat seine bestimmte Nummer. Indem man das Auge so hält, dass dasselbe in der gleichen Höhe mit der Quecksilberkuppe sich befindet, zeigt die abgelesene Zahl den Wärmegrad oder die Temperatur des Thermometers an.

Die thermometrische Scala wird in verschiedener Weise eingetheilt. Gegenwärtig ist die von dem Schweden Celsius im Jahre 1742 vorgeschlagene Eintheilung die gebräuchlichste. Dieser nahm als feste, unveränderliche Punkte die Temperatur des schmelzenden Eises (Nullpunkt) und diejenige der Dämpfe des siedenden Wassers bei einem Luftdrucke von 760 *mm* (Siedepunkt) an, theilte diesen Fundamentalabstand in 100 gleiche Theile (Centigrade) und führte diese Theilung über die Fundamentalpunkte hinaus nach beiden Richtungen hin fort. Die unter dem Gefrierpunkte des Wassers liegenden Grade erhalten gewöhnlich das Minuszeichen —, die darüber liegenden das Zeichen +, welches letztere man jedoch zumeist weglässt. Älter als die hunderttheilige Scala sind die Scalen des Deutschen Fahrenheit und des Franzosen Réaumur. Ersterer bezeichnete den Schmelzpunkt des Eises mit 32 und theilte den Zwischenraum von diesem bis zum Siedepunkt des Wassers in 180 Grade, so dass letzterer mit 212 bezeichnet

wird. Der Nullpunkt seines Thermometers entsprach der größten Kälte in Danzig im Winter 1709. Dem gegenüber schlug Réaumur vor, den Abstand zwischen Schmelzpunkt und Siedepunkt in 80 gleiche Theile zu theilen. Bedauerlicherweise sind noch heute diese drei Scalen nebeneinander in Gebrauch. Engländer und Amerikaner halten sich zumeist an die Fahrenheit'sche Thermometer-Eintheilung, in Frankreich bedient man sich ausschließlich der Scala von Celsius, in Deutschland herrscht vielfach Réaumur vor. „Es ist wirklich ein toller Wirrwarr," sagt mit Recht Hermann Klein, „dass die Engländer den Deutschen, die Franzosen den Schweden und die Deutschen den Franzosen mit seiner Thermometerscala anerkannt haben und dass deshalb der Meteorologe in diesen Culturstaaten gezwungen ist, sehr langweilige Umrechnungen der Thermometerbeobachtungen im Nachbar-

Tafel zur Verwandlung der Thermometerscalen.

Grad Celsius =	Grad Réaumur =	Grad Fahrenheit	Grad Celsius =	Grad Réaumur =	Grad Fahrenheit
— 30	— 24·0	— 22·0	+ 9	+ 7·2	+ 48·2
— 29	— 23·2	— 20·2	+ 10	+ 8·0	+ 50·0
— 28	— 22·4	— 18·4	+ 11	+ 8·8	+ 51·8
— 27	— 21·6	— 16·6	+ 12	+ 9·6	+ 53·6
— 26	— 20·8	— 14·8	+ 13	+ 10·4	+ 55·4
— 25	— 20·0	— 13·0	+ 14	+ 11·2	+ 57·2
— 24	— 19·2	— 11·2	+ 15	+ 12·0	+ 59·0
— 23	— 18·4	— 9·4	+ 16	+ 12·8	+ 60·8
— 22	— 17·6	— 7·6	+ 17	+ 13·6	+ 62·6
— 21	— 16·8	— 5·8	+ 18	+ 14·4	+ 64·4
— 20	— 16·0	— 4·0	+ 19	+ 15·2	+ 66·2
— 19	— 15·2	— 2·2	+ 20	+ 16·0	+ 68·0
— 18	— 14·4	— 0·4	+ 21	+ 16·8	+ 69·8
— 17	— 13·6	+ 1·4	+ 22	+ 17·6	+ 71·6
— 16	— 12·8	+ 3·2	+ 23	+ 18·4	+ 73·4
— 15	— 12·0	+ 5·0	+ 24	+ 19·2	+ 75·2
— 14	— 11·2	+ 6·8	+ 25	+ 20·0	+ 77·0
— 13	— 10·4	+ 8·6	+ 26	+ 20·8	+ 78·8
— 12	— 9·6	+ 10·4	+ 27	+ 21·6	+ 80·6
— 11	— 8·8	+ 12·2	+ 28	+ 22·4	+ 82·4
— 10	— 8·0	+ 14·0	+ 29	+ 23·2	+ 84·2
— 9	— 7·2	+ 15·8	+ 30	+ 24·0	+ 86·0
— 8	— 6·4	+ 17·6	+ 31	+ 24·8	+ 87·8
— 7	— 5·6	+ 19·4	+ 32	+ 25·6	+ 89·6
— 6	— 4·8	+ 21·2	+ 33	+ 26·4	+ 91·4
— 5	— 4·0	+ 23·0	+ 34	+ 27·2	+ 93·2
— 4	— 3·2	+ 24·8	+ 35	+ 28·0	+ 95·0
— 3	— 2·4	+ 26·6	+ 36	+ 28·8	+ 96·8
— 2	— 1·6	+ 28·4	+ 37	+ 29·6	+ 98 6
— 1	— 0·8	+ 30·2	+ 38	+ 30·4	+ 100·4
0	0·0	+ 32·0	+ 39	+ 31·2	+ 102·2
+ 1	+ 0·8	+ 33·8	+ 40	+ 32·0	+ 104·0
+ 2	+ 1·6	+ 35·6	+ 50	+ 40·0	+ 122·0
+ 3	+ 2 4	+ 37·4	+ 60	+ 48·0	+ 140·0
+ 4	+ 3·2	+ 39·2	+ 70	+ 56·0	+ 158·0
+ 5	+ 4·0	+ 41·0	+ 80	+ 64·0	+ 176·0
+ 6	+ 4·8	+ 42·8	+ 90	+ 72·0	+ 194·0
+ 7	+ 5·6	+ 44·6	+ 100	+ 80·0	+ 212·0
+ 8	+ 6·4	+ 46·4			

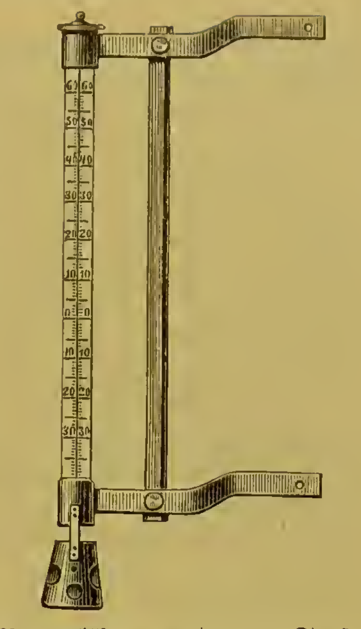
staate vorzunehmen, ehe er diese für seine Arbeiten benutzen kann. Die einzig annehmbare Scala ist die mit der decimalen Rechnung im Einklang stehende, hunderttheilige von Celsius, die Réaumur'sche ist unpraktisch und diejenige von Fahrenheit ist unter den heutigen Verhältnissen lächerlich." Für wissenschaftliche Zwecke aber wird gegenwärtig auf dem alten Continent das Thermometer von Celsius fast allgemein gebraucht; wir werden dasselbe in vorliegendem Buche ausschließlich anwenden.

Da 100° C. = 80° R. sind, muss man, um Celsiusgrade in Réaumurgrade zu verwandeln, erstere mit 0·8 multiplicieren, umgekehrt zur Verwandlung der Réaumurgrade in Celsiusgrade durch 0·8 dividieren. Z. B. 20° C. = 20 × 0·8 = 16° R.; 13° R. = 13 : 0·8 = 16·2° C. Beim Fahrenheit'schen Thermometer entsprechen 212° — 32° F. = = 180° F. = 100° C. = 80° R., also 1° F. = = 5/9° C. = 4/9° R. Will man also Fahrenheitgrade in Celsiusgrade oder Réaumurgrade verwandeln, so wird man nach Abzug der 32° unter dem Schmelzpunkte nur mit 5, beziehungsweise 4 multiplicieren und das so erhaltene Product durch 9 dividieren; z. B. 45° F. = (45—32) × 5/9° C. = = (45—32) × 4/9° = 7·2 C. = 5·8° R.

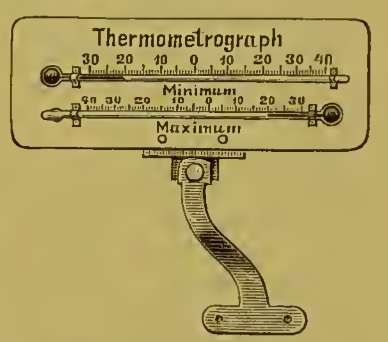
Die Tabelle auf S. 46 dient zur einfachen Umrechnung der drei verschiedenen Scalen.

Die meisten Thermometer zeigen selten ganz genau die richtige Temperatur, theils weil vielleicht der Querschnitt des Glasrohres nicht überall gleichweit ist, theils weil sich das Glas der Kugel im Laufe der Zeit zusammenzieht, wodurch der Nullpunkt nach und nach höher verschoben wird Ein zu meteorologischen Beobachtungen geeignetes, genau untersuchtes Thermometer, welches stets die richtige Temperatur anzeigt, heißt ein **Normalthermometer**. Solche werden z. B. von R. Fueß in Berlin mit einer Scala, die auch in Zehntelgrade getheilt ist, angefertigt.

Da das Quecksilber bei einer Temperatur von ungefähr — 40° C. gefriert, so ist das Quecksilberthermometer zur Messung noch niedrigerer Temperaturen unbrauchbar. In solchen Fällen muss man sich eines mit Alkohol oder Weingeist gefüllten Thermometers bedienen. Doch haben diese **Weingeistthermometer** den Nachtheil, dass die Theilstriche der Scala nicht in gleichen Abständen voneinander stehen können, da der Alkohol sich nicht in demselben Verhältnis, wie das Quecksilber, ausdehnt und zusammenzieht. Außerdem geht oft ein Theil des



Normalthermometer von Fueß.



Thermometrograph nach Rutherford.



Metallthermometer.

Weingeistes durch Verdunstung in Gasform über, wodurch der Thermometerstand niedriger wird, als er gewesen ist. Deshalb muss man ein Weingeistthermometer, wenn man verlässliche Temperaturbestimmungen erzielen will, regelmäßig mit einem guten Quecksilberthermometer vergleichen.

Eine besondere Art von Thermometern dient dazu, die höchste und tiefste Temperatur, die während eines gewissen Zeitraumes, z. B. innerhalb 24 Stunden, stattfand, auch nachträglich noch anzuzeigen. Man nennt sie Maximum- und Minimumthermometer, Extremthermometer oder Thermometrographen. Auf einer und derselben Platte sind in horizontaler Lage zwei Thermometer befestigt, von denen das obere mit Weingeist, das untere mit Quecksilber gefüllt ist. Das erstere gibt die tiefste stattgehabte Temperatur an, indem der Weingeist ein in ihm befindliches und an seiner Oberfläche gleichsam haftendes Glasstäbchen beim Zurückweichen mit sich nimmt, beim Vorrücken dagegen liegen lässt. Das zweite zeigt die höchste Temperatur an, indem das Quecksilber beim Vorrücken einen kleinen Eisenstift vor sich her schiebt, beim Zurückweichen aber liegen lässt. Wenn man an dem Thermometrographen die Temperaturextreme abgelesen hat, so muss man durch Drehung des Brettes die beiden Zeiger wieder in ihre normale Lage bringen.

Der soeben beschriebene Thermometrograph von Rutherford kommt leicht in Unordnung. Weit zuverlässiger ist das Metallmaximum- und Minimumthermometer von Hermann und Pfister in Bern, dessen Construction auf der ungleichen Ausdehnung zweier fester Metalle beruht. Der Hauptbestandtheil des Instrumentes ist eine Spirale, welche aus zwei Metallstreifen zusammengelöthet ist; der äußere Streifen besteht aus Stahl, der innere aus Messing. Das innere Ende der Spirale ist an einen festen Metallzapfen angeschraubt, das äußere Ende ist frei. Bei Zunahme der Temperatur dehnt sich das Messing stärker aus als der Stahl, die Spirale öffnet sich etwas, und ihr freies Ende geht nach links; beim Erkalten schließt sie sich wieder mehr und bewegt ihr freies Ende nach rechts. Ein an diesem freien Ende angebrachter Zapfen umfasst mittels eines Schlitzes einen Stift, welcher auf dem mittleren, leicht drehbaren Zeiger befestigt ist und denselben bei steigender Temperatur nach links, bei fallender nach rechts verschiebt. Die Spitze des Zeigers bewegt sich auf einer bogenförmigen Scala, welche durch Vergleichung mit einem Quecksilberthermometer in Grade eingetheilt ist. Der Zeiger gibt sonach stets die augenblicklich herrschende Temperatur an. Nun sind aber noch zwei mit leichter Reibung drehbare Zeiger vorhanden, welche auf ihrer vorderen Fläche hervorragende Stifte tragen; dieselben können, der eine von links, der andere von rechts her, an den mittleren Zeiger herangeschoben werden, so dass dieser ihre Stifte berührt. Beim Vorrücken des mittleren Zeigers nach links hin wird der dort befindliche Zeiger vorwärts geschoben, beim Zurückweichen stehen gelassen; er zeigt demnach die höchste Temperatur an, welche seitdem stattgefunden hat; ebenso muss der andere Zeiger rechts die tiefste Temperatur anzeigen. Nach geschehener Ablesung werden die beiden seitlichen Zeiger leise mit der Hand an den mittleren zurückgeschoben, worauf sie ihre Functionen von neuem beginnen.

Bevor wir nun nach diesen zum Verständnis des Folgenden nothwendigen Erörterungen zur Erwärmung der Atmosphäre durch die Sonne übergehen, wollen wir zunächst uns mit der Stärke und Menge der Sonnenwärme, welche unserer Erde überhaupt gespendet wird, bekannt machen.

Die Ausbreitung der Wärme von einem Punkt zum anderen oder ihre Fortpflanzung geschieht auf verschiedene Weise. Während die durch Strahlung fort-

gepflanzte Wärme einen Körper durchdringt, ohne ihn zu erwärmen, wird bei der Fortpflanzung durch Leitung der Körper, welcher die Fortpflanzung vermittelt, selbst mit erwärmt. Doch kann sich die Wärme auch dadurch verbreiten, daſs der erwärmte Körper selbst in Bewegung gesetzt wird, wie dies bei den Strömungen des Wassers und der Luft der Fall ist. Hier soll zunächst von der Wärmestrahlung die Rede sein.

Denken wir uns vorerst die Erdoberfläche gleichmäßig nur von Festland gebildet und ohne Lufthülle, also etwa in dem Zustande, in dem sich der Mond befindet, und suchen den Wärmebetrag zu erfahren, welcher den einzelnen Theilen unserer Erdoberfläche durch Strahlung zukommt. Unter solcher Voraussetzung läſst sich die Menge der Sonnenstrahlung, welche täglich oder jährlich einem Orte zukommen würde, leicht berechnen; es würden auch dann die Erdgürtel gleicher Wärme mit den Breitenkreisen zusammenfallen. Denn da, wie wir bereits gesehen haben, Beleuchtung und Erwärmung von dem Einfallswinkel der Strahlen abhängig sind (vgl. S. 44), so ist auch die Intensität und Qualität der Strahlung abhängig von der geographischen Breite. Diese bedingt ja ebensowohl die Mittagshöhe der Sonne wie die Tageslänge.

Da die Sonne sich nicht weit vom Äquator entfernt (bis zu $23\frac{1}{2}^0$) und die Dauer von Tag und Nacht hier während des ganzen Jahres nicht sehr verschieden ist, wird auch der Unterschied der Bestrahlung in diesem mittelsten Gürtel nicht groß sein. Mit zunehmender Breite werden die Differenzen wachsen.

Am Äquator beträgt der größte Unterschied der Bestrahlung nach J. Hann nur 12 Procent. Setzen wir nämlich die Strahlenmenge, welche der Äquator am 20. März empfängt, gleich 1000, so ist die Menge am 21. Juni = 881, am 23. September = 988, am 21. December = 942, die Differenz zwischen Maximum und Minimum: 1000 − 881 = 119. Bis zu 15° Breite ist die Intensität der Bestrahlung während des ganzen Sommerhalbjahres beinahe constant. Um 20° Breite ist der Unterschied der extremen Bestrahlungen schon drei- bis viermal größer als am Äquator. Außerhalb der Wendekreise nehmen mit wachsender Breite die Unterschiede zwischen der Bestrahlung im Winter- und Sommer-Solstitium rasch zu. Aus folgender Tabelle ist die Tagessumme der Sonnenstrahlung in den höheren Breiten von 20° an für den 21. Juni und 21. December ersichtlich:

Nördliche Hemisphäre.

	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
21. Juni	1045	1088	1107	1105	1093	1130	1184	1202
21. December . .	677	520	355	197	56	0	0	0
Differenz	368	568	752	908	1037	1130	1184	1202

Südliche Hemisphäre.

	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
21. December . .	1116	1163	1183	1180	1168	1207	1265	1284
21. Juni	633	487	332	184	52	0	0	0
Differenz	483	676	851	996	1116	1207	1265	1284

Welche Jahressumme an Sonnenstrahlung die einzelnen Breitengrade erhalten, geht aus der auf S. 50 folgenden Tabelle hervor, wobei als Einheit die Wärmemenge eines mittleren Äquatorialtages zugrunde gelegt ist.

Beide Halbkugeln erhalten unter gleichen Breiten gleiche jährliche Wärmemengen, trotz dem Unterschiede der Intensität der Bestrahlung in den gleichen Jahreszeiten. Während des Sommers der südlichen Hemisphäre ist zwar die Bestrahlung intensiver, aber die Sonne verweilt auch um nahezu acht Tage weniger

lang auf der Südseite des Äquators, als auf der Nordseite, weil die Erde in der Sonnennähe sich rascher in ihrer Bahn bewegt, als in der Sonnenferne.

Jahressumme der Sonnenstrahlung.
Äquator = 365·24 gesetzt.

Breite	Thermaltage	Differenz	Breite	Thermaltage	Differenz
5	364·0	1·2	50	249·7	20·1
10	360·2	3·8	55	228·8	20·9
15	353·9	6·3	60	207·8	21·0
20	345·2	8·7	65	187·9	19·9
25	334·2	11·0	70	173·0	14·9
30	321·0	13·2	75	163·2	9·8
35	305·7	15·3	80	156·6	6·6
40	288·5	17·2	85	152·8	3·8
45	269·8	18·7	90	151·6	1·2

Die hier betrachteten Verhältnisse zeigen uns aber bloß die theoretischen Wärmemengen, welche die Erde ohne Lufthülle gedacht oder, was ja das Gleiche ist, an der oberen Grenze ihrer Atmosphäre empfängt. Die wirkliche Wärmevertheilung, wie wir sie am Grunde des Luftmeeres, an der Erdoberfläche antreffen, weicht von den berechneten Verhältnissen außerordentlich ab. Orte, die unter demselben Breitengrade liegen, erhalten von der Sonne die gleichen Wärmemengen, und doch können sie sehr verschiedene Temperaturverhältnisse aufweisen. Man vergleiche nur die Temperaturverhältnisse von Bergen in Norwegen mit denjenigen eines Ortes an der Küste von Labrador und Nordamerika, der unter der nämlichen geographischen Breite liegt. Dort Betriebsamkeit, Handel und Wohlstand, hier ein ödes, von Eis und Wildnissen starrendes Land, in dem, wie die ersten Entdecker sich ausdrückten, nichts zu holen ist. Canada liegt fast unter denselben Breitengraden wie ein Theil von Italien, und doch kann man sich kaum größere Gegensätze in klimatischer und landschaftlicher Beziehung denken, als zwischen beiden Ländern bestehen. Zahlen werden solche Verschiedenheiten noch besser illustrieren. So hat z. B. Hamburg unter 53° 33′ nördl. Br. eine mittlere Jahrestemperatur von + 8·2° C., Barnaul in Westsibirien unter 53° 20′ nördl. Br. + 0·4° C., Nikolajewsk an der Amurmündung noch etwas südlicher unter 53° 8′ nördl. Br. sogar — 2·5° C. Es müssen also störende Ursachen in hohem Grade wirksam sein, welche die nach den Breitenkreisen gleichmäßig vertheilte Sonnenwärme verhindern, überall auch die Luft in gleichem Maße zu erwärmen.

In erster Linie ist es die Atmosphäre selbst, welche die durch sie hindurchgehenden Sonnenstrahlen zum Theile aufhält und nicht vollständig bis zur Erdoberfläche gelangen läſst. Aus wiederholten Beobachtungen geht hervor, daſs von der gesammten senkrecht einfallenden Wärmestrahlung der Sonne bis zum Gipfel des Montblanc, der 4810 *m* hoch ist, noch 94 Procent gelangen; in der Höhe von 1200 *m* fehlen schon mehr als 20 Procent, und an der Erdoberfläche 30 Procent. Da nun aber bekanntlich in unseren Breiten die Sonnenstrahlen nie senkrecht auffallen, so ist der wirkliche Wärmeverlust noch größer, und zwar um so größer, je länger der Weg ist, den die Strahlen durch die Atmosphäre zurückzulegen haben. Darum erwärmt auch die am frühen Morgen und am späten Abend niedrigstehende

Sonne so wenig. Durchschnittlich verschluckt die Atmosphäre so viel von der Wärme der sie durchdringenden Strahlen, dass nur fünf bis sechs Zehntel der vollen Kraft, welche den Sonnenstrahlen an der äußeren Grenze des Luftkreises zu Gebote stand, der Erdoberfläche zugute kommen.

Die Wärme, welche die Atmosphäre absorbiert, indem die Sonnenstrahlen ihren Weg durch dieselbe nehmen, geht aber für die Erde auch nicht ganz verloren. Alle in der Luft befindlichen Wassertheilchen, besonders Wolken, ferner fein vertheilte organische und anorganische Theilchen, reflectieren und zerstreuen die Sonnenstrahlen nach allen Richtungen. So wird die Atmosphäre zu einer Licht- und Wärmequelle, welche bei ihrer großen Ausdehnung von nicht unerheblicher Wirkung ist; dies macht sich namentlich in höheren Breiten geltend, wo die Sonnenstrahlen einen weiten Weg in der Atmosphäre zurückzulegen haben, wo also die Absorption eine ganz bedeutende ist. Hierbei ist es aber nicht gleichgiltig, in welchem Zustande sich die Luft befindet. Feuchte Luft ist weniger wärmedurchlässig oder diatherman als trockene Luft. Der Wasserdampf der Atmosphäre hält besonders durch Trübung, die er in der Atmosphäre erzeugt, die Sonnenstrahlen gleich einem Schirme von der Erdoberfläche ab. Gegenden, welche eine sehr feuchte Luft und fast beständig trüben Himmel haben, empfangen somit viel weniger Sonnenwärme, als Gegenden mit zumeist heiterem Himmel.

Die Luft wird, wie wir gesehen haben, nur zum kleineren Theile von den Sonnenstrahlen direct erwärmt. Der auf die Erdoberfläche gelangende größere Theil der Sonnenstrahlen wird fast ganz vom Erdboden absorbiert, welcher sich dadurch rasch erwärmt und dann seine Wärme der über ihm lagernden Luftschicht sowohl durch Strahlung, als auch durch Leitung mittheilt. Diese Wärme pflanzt sich nun in der Luft von Schicht zu Schicht weiter fort. Die Atmosphäre wird also zumeist von unten erwärmt. Schon aus diesem Grunde nimmt die Temperatur mit zunehmender Höhe ab, wiewohl die Sonnenstrahlen auf den Höhen viel wirksamer sind als in der Niederung, weil sie auf die Bergeshänge viel steiler einfallen, als auf die Ebene.

Wenn die Sonnenstrahlen die Erde erwärmt haben und die Erdoberfläche ihrerseits nun auch Wärme auszustrahlen beginnt, so verhält sich die Atmosphäre gegen diese dunkle Strahlung der erwärmten Erdoberfläche wesentlich anders, als gegen die leuchtende Strahlung der Sonne. Die Wärmestrahlen der Erde werden nämlich nicht so leicht von der Luft durchgelassen, sondern in einem viel beträchtlicheren Grade verschluckt, so dass die Atmosphäre der Erde gewissermaßen wie ein Schirm wirkt, der die Wärme auf der Erde zurückhält. In gleicher Weise z. B. lassen die Fenster eines Treibhauses die Sonnenstrahlen ein, halten aber die von den Gewächsen ausstrahlenden Wärmestrahlen zurück. Wenn nach einer Periode großer Hitze ein rascher Witterungswechsel eintritt, so findet man draußen schon eine geraume Zeit angenehme Kühle, während es im Innern der Häuser und Zimmer noch warm und schwül ist; die Wärme ist dann hier eingesperrt und es bleibt nichts übrig, als sie durch Öffnen aller Thüren und Fenster zum Austritt zu bewegen. Auch auf die Ausstrahlung üben die verschiedenen Zustände der Atmosphäre einen sehr großen Einfluss. Klarer Himmel und trockene Luft bewirken eine starke Strahlung, großer Dunstgehalt dagegen verhindert die Ausstrahlung in hohem Grade. Eine Wolkendecke über dem Himmel wirkt wie ein Dach, welches die Wärme wieder zur Erde zurückstrahlt.

Die Ausstrahlung der Wärme geht aber nicht bloß von dem Erdboden in die Luft aus; auch die Atmosphäre strahlt wieder die empfangene Wärme nach allen Richtungen in den Weltenraum weiter aus. So stellt sich der jeweilige

Temperaturzustand der Atmosphäre als die Differenz zwischen Wärmegewinn durch Sonnenstrahlung (Insolation) und Wärmeverlust durch Ausstrahlung dar. Dieser Kampf ist sowohl im Verlaufe der Tagestemperatur, als auch im Verlaufe der Temperatur in den verschiedenen Jahreszeiten erkenntlich. Bei Tage überwiegt die Wärmezunahme durch Insolation. Mit der höher steigenden Sonne nimmt die Wärme zu und erreicht nach Mittag ihr Maximum, da die nun sinkende Sonne weniger Wärme zu spenden anfängt, als durch Strahlung verloren geht. Von da an nimmt die Temperatur immer mehr ab, denn die Nacht hindurch dauert die Ausstrahlung ununterbrochen fort, während keine Wärme zugeführt wird. Dies währt bis kurz vor Sonnenaufgang, weshalb um diese Zeit die tiefste Temperatur eintritt. Bekanntlich fällt der herbstliche Reif zur Zeit der endenden Morgendämmerung.

Ebenso überwiegt im Sommer die Wärmezunahme bis über die Zeit des höchsten Sonnenstandes, während im Winter der Wärmeverlust durch Ausstrahlung bis über das Solstitium anhält. So ist auch bei uns in der Regel der heißeste Monat nicht der Juni, sondern der Juli, und der kälteste nicht der December, sondern der Jänner.

Für die Erwärmung der Erdoberfläche ist es ferner nicht gleichgiltig, von welcher Natur der Körper ist, den die Sonnenstrahlen treffen. Einige Körper werden rascher, andere langsamer erwärmt. So nimmt z. B. Sand die Wärme sehr schnell auf, während ein pflanzenbedeckter Boden sich viel langsamer erwärmt, weil in diesem Falle ein bedeutender Theil der Wärme dazu verbraucht wird, um die Säfte der Pflanzen zu verdunsten und ihr Wachsthum zu befördern. Wenn wir an einem heißen Sommertage über eine Wiesenfläche gehen und dann etwa einen asphaltierten Weg nebenan betreten, so empfinden wir sofort die ansehnlich höhere Temperatur des letzteren. Von großer Bedeutung in dieser Beziehung ist der Gegensatz von Land und Meer. Das Wasser besitzt von allen Körpern die größte Wärmecapacität, d. h. es braucht unter gleichen Umständen die größte Wärmemenge, um eine bestimmte Temperaturerhöhung zu erreichen. Wenn gleichgroße Flächen von Festland und Meer gleichen Wärmewirkungen ausgesetzt werden, so ist die Temperaturerhöhung des Landes im allgemeinen nahezu zweimal so groß als die des Meeres. Denn der feste Erdboden nimmt fast sämmtliche Wärmestrahlen in sich auf, wird aber durch dieselben nur in der obersten Schicht erwärmt, während die Sonnenstrahlen, wenn sie die Oberfläche des Wassers treffen, zum großen Theile zurückgeworfen werden; die übrigen werden theils zur Verdunstung gebraucht, theils dringen sie in die Tiefe des Meeres ein und erwärmen so eine dickere Schicht desselben. Aber dagegen kühlt der feste Erdboden, wenn die Einwirkung der Wärme aufhört, schneller aus als das Wasser. Auch die verschiedene Beschaffenheit der Atmosphäre kommt in Betracht, welche über großen Landflächen trocken und hell, über großen Wasserflächen stets feucht und trüb ist; ein Umstand, welcher die Temperatur über den Oceanen und Küstenländern im Sommer erniedrigt, im Winter sie vor starker Erniedrigung bewahrt, wogegen auf den Landflächen die Wirkung gerade umgekehrt ist. Hierdurch wird ein schroffer Gegensatz zwischen den Temperaturverhältnissen der Inseln und Küsten und denjenigen im Innern der Festländer hervorgerufen.

Sollen diese Gegensätze durch Beispiele beleuchtet werden, so greifen wir auf die früher genannten drei Orte: Hamburg an der Westküste Europas, Barnaul im Innern Sibiriens und Nikolajewsk an der asiatischen Ostküste, welche nahezu die gleiche Breite aufweisen, zurück und fügen nun die Temperaturen des Sommers und Winters hinzu:

	Hamburg	Barnaul	Nikolajewsk
Winter	0·4°	— 17·2°	— 21·3°
Sommer	16·4°	17·6°	14·6°

Die Erklärung dieser auffälligen Temperaturdifferenzen ist im folgenden zu suchen: Barnaul, im Innern des Festlandes liegend, hat einen heißen Sommer wegen starker Insolation, und einen kalten Winter wegen starker Ausstrahlung. Hamburg gewinnt durch die Nähe der Wassermassen und ihre geringe Wärmeausstrahlung, welche für den Winter noch so viel Wärme liefern, dass die Wintertemperatur nicht so tief sinken kann. Nikolajewsk, wohl auch am Meere gelegen, hat einen sehr strengen Winter; Ursache hiervon sind die kalten Meeres- und Luftströmungen, welche längs der Ostküste Asiens vom Pole herabfließen. Diese letzteren Erscheinungen können erst später besprochen werden. Aber wir erkennen bereits die Gegensätze zwischen dem Klima der Küstenländer und Inseln — dem oceanischen, Küsten-, Insel- oder Seeklima einerseits und demjenigen des Innern der Festländer — dem Continental- oder Binnenklima. Ersteres ist charakterisiert durch milde Winter und kühle Sommer, letzteres durch warme Sommer und kalte Winter. Das Meer mildert die Temperaturschwankungen, indem es sich weit langsamer als das Festland erwärmt, aber auch langsamer erkaltet. Im Winter bildet es für das Festland geradezu einen Wärmeherd, im Sommer dagegen wirkt es abkühlend auf dieses. Beispiele hiefür bietet uns auch Europa allein; vergleichen wir etwa das oceanische Edinburg mit dem continentalen Kasan in Bezug auf den kältesten und wärmsten Monat, so finden wir:

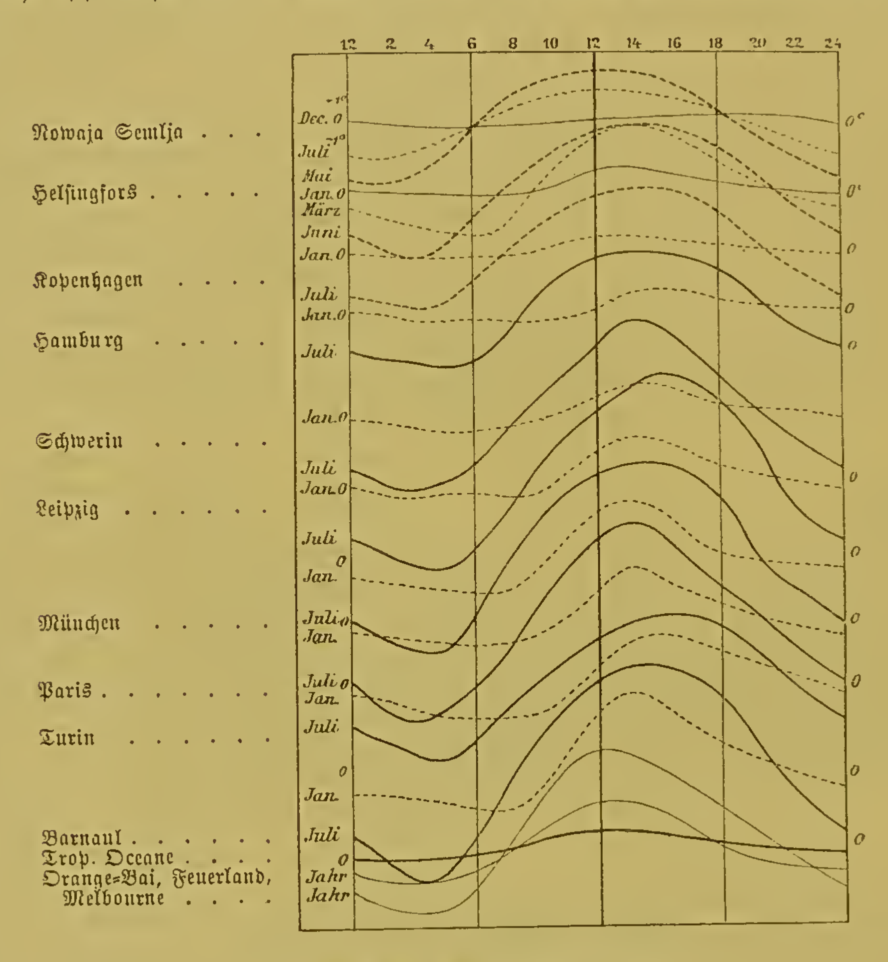
		Jänner	Juli	Differenz
Edinburg . . .	55° 56′ nördl. Br.	+ 3·0°	+ 14·6°	11·6°
Kasan	55° 47′ „ „	— 13·8°	+ 19·6°	33·4°

Der Unterschied zwischen dem kältesten und wärmsten Monate ist in Kasan dreimal so groß als in Edinburg. Besonders auffällig werden die Gegensätze zwischen höchster und niedrigster Temperatur in Binnenländern mit spärlicher Pflanzendecke, ohne Wald, in Steppen; ein solches Steppenklima ist excessiv. Wie groß ist der Unterschied zwischen dem kältesten und wärmsten Monat in Jakutsk im Innern Ostsibiriens, verglichen mit dem von Bergen an der norwegischen Küste, welche Orte auch in ziemlich gleicher Breite gelegen sind?

		Julitemperatur	Jännertemperatur	Differenz
Jakutsk	62° 1′ nördl. Br.	+ 18·8°	— 42·8°	61·6°
Bergen	60° 24′ „ „	+ 14·4°	0°	14·4°

Aus diesen letzteren Erörterungen ergibt sich, dass der Gang der Lufttemperatur auf der Erde nach Ort und Zeit sehr verschieden ist. Ehe wir uns nun aber einer Betrachtung über die zeitliche und räumliche Vertheilung der Temperatur in der Luft zuwenden, wollen wir zunächst noch mit der Bestimmung der Lufttemperatur uns in Kürze befassen; denn es ist nicht gleichgiltig, auf welche Weise derartige Beobachtungen gemacht werden. Um die wahre Temperatur der Luft richtig zu bestimmen, ist es nothwendig, dass das Thermometer frei in der Luft, aber geschützt gegen die Sonnenstrahlen und Wärmereflexe, sowie gegen Benetzung durch Regen und Schnee aufgehangen sei, wobei die Höhe über dem Erdboden nicht allzuniedrig sein darf. Noch bis vor kurzem hat man an den meteorologischen Observatorien vorwiegend eine Holzjalousienhütte mit innerem Blechgehäuse — die sogenannte Wild'sche Hütte — für die Aufnahme der Thermometer verwendet. Allein bei genauerer Untersuchung zeigte sich, dass die Erwärmung oder Abkühlung der Wände auf die Temperatur der benachbarten Luft

einen sehr merklichen Einfluſs ausüben und daſs die Temperaturänderungen der Wände den raschen Änderungen der Lufttemperatur nur langsam folgen können. Deshalb sind jetzt schon an zahlreichen Stationen viel kleinere Thermometergehäuse in Gebrauch, die aus einem an zwei einander gegenüberliegenden Seiten ganz offenen Blechcylinder mit doppeltem Dach, welches die Thermometer vor Regen und Bestrahlung schützt, bestehen. Dieser Cylinder ist in der Nähe eines Fensters angebracht; mittels eines Armes kann man das Gehäuse nach dem Fenster hin ziehen und die Thermometer ablesen. Das Fenster, vor dem das Thermometer angebracht ist, muſs aber so dicht schließen, daſs keine warme Luft aus dem Innern



Täglicher Gang der Lufttemperatur.

des Zimmers zum Thermometer hinausströmen kann. Sehr zweckentsprechend ist auch die von *Köppen* vorgeschlagene Jalousienvorrichtung, welche bloß dazu dienen soll, die Niederschläge von den Glaskugeln der Thermometer abzuhalten.

Wenn unsere Atmosphäre ruhend und von unveränderlicher Beschaffenheit wäre, so könnte man die räumliche und zeitliche Vertheilung der Temperatur in der Luft auf theoretischem Wege ermitteln. In Wirklichkeit aber ruht weder unsere Atmosphäre, noch ist ihre Beschaffenheit unveränderlich; vielmehr wird die Luft durch horizontale und verticale Strömungen ununterbrochen in Bewegung erhalten, fortwährende Verdunstung führt der Atmosphäre Wasserdampf zu, welcher sich durch Condensation als Wolke, Regen, Schnee, Nebel u. s. w. wieder ausscheidet. Alle

diese Vorgänge nehmen einen außerordentlich großen, bestimmenden Einfluss auf die Temperaturverhältnisse der Atmosphäre. Deshalb konnte man nur auf dem Wege der Erfahrung und durch fortgesetzte Beobachtungen zu einer richtigen Erkenntnis gelangen und das Gesetzmäßige feststellen.

Die Änderungen der Temperatur sind theils periodische, theils nicht periodische. Zunächst hat man an jedem Orte den regelmäßigen täglichen und jährlichen Wärmegang — die tägliche und jährliche Periode der Temperatur — zu beachten. Beobachtet man die Lufttemperatur stündlich einen vollen Tag (24 Stunden) hindurch, so wird man finden, dass dieselbe am Vormittag steigt,



Dr. Alexander Woeikoff.

etwas nach Mittag ein Maximum erreicht und dann wieder sinkt, bis sie kurz vor Sonnenaufgang ihren tiefsten Stand erhalten hat. An Orten, welche in der heißen Zone liegen, wird diese tägliche Veränderung von Tag zu Tag ziemlich genau dieselbe bleiben; an Orten in den gemäßigten und kalten Zonen dagegen werden sich häufige Unregelmäßigkeiten einstellen, welche nicht selten den periodischen Verlauf vollständig verwischen. Um nun den durchschnittlichen Gang der Temperatur eines vollen Tages zu finden, so wird man Stunde für Stunde den Stand des Thermometers notieren und aus den erhaltenen 24 Daten das arithmetische Mittel berechnen. Dies ist das wahre Tagesmittel der Temperatur. Summiert man die sämmtlichen Tagesmittel eines Monats und dividiert durch die Zahl der

Monatstage, so erhält man das Monatsmittel, und ebenso berechnet man aus den Monatsmitteln die Mitteltemperatur eines Jahres. Auf diese Weise erhält man gleichwertige Wärmemaße verschiedener Orte, welche das Material zum Studium der Wärmevertheilung auf der Erde liefern. Da aber nur von sehr wenigen Stationen stündliche Aufzeichnungen der Temperatur vorliegen, ist es von hohem Werte zu wissen, dass auch eine passende Combination von nur drei- oder viermaligen Aufzeichnungen im Laufe des Tages ein Mittel gibt, welches dem Mittel aus 24 Stunden hinreichend nahe kommt. Solche günstige Beobachtungsstunden sind:

I.	6 Uhr morgens	2 Uhr nachmittags	10 Uhr abends
II.	7 „ „	2 „ „	9 „ „
III.	7 „ „	1 „ „	9 „ „
IV.	8 „ „	2 „ „	8 „ „

Die I. Combination hat man bis vor kurzem in Preußen angewandt, jetzt ist daselbst wie in Österreich die II. Combination in Gebrauch; die III. Combination verwenden die Schweiz und Russland, die IV. die Hamburger Seewarte, Bayern und Sachsen. Auch das Monatsmittel aus den täglichen höchsten und tiefsten Ständen des Thermometers (erhalten durch ein Extremthermometer) läſst sich auf ein wahres Mittel zurückführen.

Die beste Übersicht über den täglichen Gang der Temperatur erhält man durch graphische Darstellung. In einem Netz rechtwinkelig sich schneidender Parallelen (in einem sogenannten Coordinatennetz) entsprechen die senkrechten Linien den Temperaturgraden, die wagrechten Linien den Tagesstunden. In dieses Netz trägt man die stündlich oder jede zweite, dritte Stunde abgelesene Temperatur derart ein, dass man auf der betreffenden Stundenlinie so viel von unten abschneidet, bis man zu dem Gradstrich gelangt, welcher der abgelesenen Temperatur entspricht; den so gefundenen Durchschnittspunkt markiert man. Hat man auf diese Weise die Temperaturen des ganzen Tages eingetragen, so werden schließlich sämmtliche Durchschnittspunkte durch eine stetig gekrümmte Linie (Curve) miteinander verbunden. Unsere Zeichnung auf S. 54 veranschaulicht nach van Bebber auf diese Weise den täglichen Gang der Temperatur an einer Anzahl verschieden gelegener Stationen.

Die tägliche Periode der Temperatur hat nur ein Maximum und ein Minimum. Die Differenz zwischen diesen beiden Extremen nennt man die tägliche Amplitude der Temperatur. Der russische Meteorologe A. Woeikoff macht folgende Hauptumstände namhaft, welche auf die tägliche Temperaturperiode einwirken: 1. Die geographische Breite und die Jahreszeit; 2. die Unterlage, auf welcher die Luftsäule ruht; 3. die Entfernung von dieser Unterlage; 4. die nähere Beschaffenheit dieser Unterlage; 5. die größere oder geringere Wärmedurchlässigkeit der gasförmigen Bestandtheile der Luft; 6. die Beimischung von Wassertheilchen in flüssiger oder fester Form (Wolken, Nebel), deren Höhe, Dichte u. s. w.: 7. die Beimischung anderer fester Theilchen (Staub, Rauch) u. dgl.).

Indem wir den Einfluss einiger dieser Hauptumstände noch etwas näher betrachten wollen, finden wir zunächst, daß die tägliche Wärmeschwankung in niederer Breite größer ist als in höherer Breite. Da am Äquator die Sonnenstrahlen in allen Jahreszeiten mittags fast senkrecht auffallen und fortwährend Tag- und Nachtgleiche herrscht, muss hier unter sonst gleichen Umständen die tägliche Amplitude am größten sein. Mit wachsender Breite nehmen bekanntlich die Unterschiede zwischen den Längen von Tag und Nacht zu; in kurzen Nächten wird nicht alle von der Sonne eingestrahlte Wärme wieder ausgestrahlt, daher

ist auch die Amplitude geringer als nahe dem Äquator, am Pol selbst verschwindet sie ganz. Im Winter ist während des kurzen Tages in höherer Breite die Insolation überhaupt gering, daher auch die Amplitude.

Wesentliche Unterschiede bewirken die oceanische oder die continentale Lage eines Ortes. Am geringsten ist die Amplitude auf offenem Meere, wo sie weniger als 2° C. beträgt; in Küstengegenden und auf Inseln ist sie auch gering (z. B. in Kopenhagen schwankt sie im Verlaufe des Jahres zwischen 0·9° und 6°), viel größer ist sie in den Continenten (z. B. in München, wo sie sich zwischen 3·6° und 10·0° bewegt), am größten in Sandwüsten, wo tägliche Amplituden von sogar 18° beobachtet wurden.

Mit der zunehmenden Erhebung über den Erdboden nimmt die Amplitude der täglichen Temperaturschwankung ab; die Unterschiede sind am größten in den der Erdoberfläche unmittelbar aufliegenden Luftschichten.

Einen großen Einfluss auf die tägliche Periode der Temperatur übt die Bewölkung. Da diese aber namentlich in mittleren und höheren Breiten sehr schwankend ist, so bedarf es zur Erlangung normaler Mittel für die Bewölkung und für die tägliche Temperaturperiode vieljähriger Beobachtungen. Auch die der Luft beigemengten Bestandtheile, wie Staub, Rauch u. s. w., nehmen auf die tägliche Periode der Temperatur Einfluss, da durch dieselben die Wärmedurchlässigkeit der Luft abgeschwächt wird.

Endlich ist noch der Einfluss der topographischen Lage auf die tägliche Amplitude und Temperaturperiode von hervorragender Bedeutung. Nach Woeikoff lassen sich diese Einflüsse in folgende Sätze zusammenfassen: 1. Eine convexe Oberfläche (Hügel, Berg) ist eine Ursache, welche die tägliche Amplitude der Temperatur verkleinert, und zwar umsomehr, je größer das Verhältnis der verticalen Ausdehnung zur horizontalen ist. 2. Eine concave Oberfläche (Thal, Mulde) vergrößert die tägliche Amplitude der Temperatur, aber nur bis zu einem gewissen Verhältnisse der verticalen Dimension zur horizontalen. 3. Als normal im Verhältnisse zur täglichen Amplitude kann eine ganz ebene Oberfläche gelten.

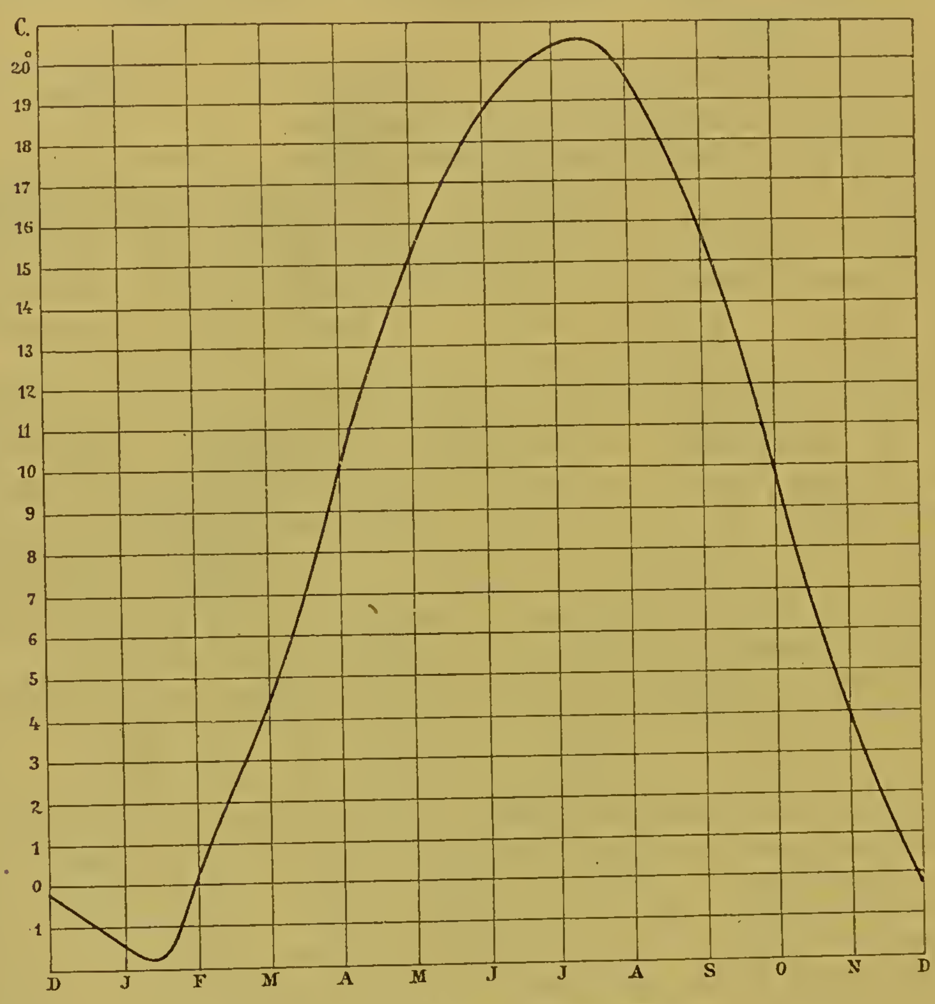
Aus dem früher Gesagten lässt sich auch schon folgern, dass das Maximum und Minimum der täglichen Temperatur während des ganzen Jahres an verschiedenen Orten nicht zur gleichen Zeit eintreten kann. Das Maximum findet auf dem Meere früher, in den Continenten später statt. Auf dem Festlande tritt das Maximum nach Mittag ein; je länger der Tag, desto mehr verspätet sich der Eintritt des Maximums, während er im Winter dem Mittage am nächsten liegt. An den Meeresküsten und auf hohen Bergen fällt die höchste Tagestemperatur nahezu auf den Mittag. Das Minimum tritt auf dem Ocean bis zwei Stunden vor Sonnenaufgang ein, in den Continenten bei Sonnenaufgang, in den Sandwüsten kurz nach demselben. Im Sommer fällt das Minimum früher vor Sonnenaufgang als im Winter. Wie verschieden an einem und demselben Orte die Eintrittszeit des Maximums und Minimums sein kann, möge uns das Beispiel Wiens zeigen:

Eintrittszeit des Wärme-		Jänner	April	Juli	October
	Maximums	2 U. 5 M. n.,	3 U. 8 M. n.,	3 U. 35 M. n.,	2 U. 15 M. n.
	Minimums	6 U. 11 M. m.,	4 U. 52 M. m.,	4 U. 20 M. m.,	5 U. 39 M. m.

n. = nachmittags, m. = morgens.

Die angeführten Umstände üben nicht bloß auf die tägliche Periode der Lufttemperatur einen bestimmten Einfluss, sondern auf die Höhe der Temperatur selbst auch. Nicht jeder Tag mit demselben Monatsdatum in aufeinander folgenden Jahren wird dieselbe tägliche Temperaturperiode und auch nicht die gleiche Mittel-

temperatur aufweisen. So hatte z. B. der 1. Jänner 1849 in Wien eine mittlere Temperatur von — 14° C., der 1. Jänner 1860 + 11°; in dem Jahrhundert 1775 bis 1874 war der kälteste Jännertag der 22. Jänner 1850 mit — 20° C., der wärmste der 25. Jänner 1834 mit + 14·2°, die Differenz zwischen diesen beiden Tagen betrug somit 34·2°. Demungeachtet bleiben diese Schwankungen innerhalb gewisser Grenzen, die sie nie überschreiten, da die bestehenden Wärmeverhältnisse hauptsächlich von Umständen abhängen, die sich nicht verändern, zunächst vom jährlichen Lauf der Sonne, dann von der Vertheilung von Wasser



Die mittlere Temperatur von Wien.

und Land. Daher muss es trotz aller Schwankungen an jedem Orte für jeden Tag des Jahres ein bestimmtes Maß von Wärme geben, welches durch vieljährige Beobachtungen ermittelt wird, indem man aus allen den Mittelwert der Temperatur für jeden Tag (oder jeden Monat oder das Jahr) berechnet. Dieser Mittelwert stellt die normale Temperatur des Tages (oder Monats oder Jahres) dar; diese ist unter allen Temperaturen die wahrscheinlichste, welche für den betreffenden Zeitraum zu erwarten ist. Abweichungen von dieser normalen Temperatur sind um so unwahrscheinlicher, je mehr sie sich von der letzteren entfernen. Man kann annehmen, dass eine Beobachtungsreihe von 20 Jahren genügt,

nun für einen Ort die Normaltemperatur des Jahres und der einzelnen Monate festzustellen; zur Ermittelung der Normaltemperatur jedes einzelnen Tages muss man aber über eine Beobachtungsreihe von 50 oder noch mehr Jahren verfügen.

Die normale Temperatur gilt als Ausdruck der gesetzmäßigen Wärmeverhältnisse eines Ortes, und die Abweichungen von derselben sieht man als Störungen, als unperiodische Erscheinungen im Wärmegang an. Diese letzteren können wir aber erst dann näher ins Auge fassen, wenn wir die Betrachtung der normalen Wärmeverhältnisse zu Ende geführt haben.

Nächst dem täglichen Wärmegange ist die jährliche Periode der Temperatur zu beachten. Wenn man die Normaltemperatur eines Ortes für jeden Tag oder für jeden fünften Tag oder für jeden Monat gefunden hat, so erhält man dadurch eine Vorstellung vom Steigen und Fallen der Temperatur im Laufe des Jahres oder von der jährlichen Periode derselben. Man macht dieselbe sich am besten klar, wenn man in einem rechtwinkeligen Liniennetze, wie die Zeichnung auf S. 58 zeigt, die unterste Horizontale mit dem Namen der zwölf Monate und die äußerste Senkrechte links mit der Zahl der Grade versieht, dann die Temperatur jedes Monats auf der ihr zukommenden Linie einträgt und die so gewonnenen Punkte miteinander verbindet; die so entstandene Curve stellt den jährlichen Gang der Temperatur dar. Unsere Zeichnung illustriert auf diese Weise die folgenden aus hundertjährigen Beobachtungen gewonnenen Monatsmittel von Wien.

Mittlere Temperatur von Wien.

Dec.	Jänner	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
−0·3	−1·7	0·1	4·3	9·9	15·1	18·8	20·5	19·7	15·9	10·0	3·9	9·7

Aus diesen Zahlen geht zunächst hervor, dass der Jänner mit der niedrigsten Mitteltemperatur die Mitte des Winters, der Juli mit der höchsten Temperatur die Mitte des Sommers repräsentiert, dass also, was übrigens schon auf S. 45 bemerkt wurde, die meteorologischen Jahreszeiten mit den astronomischen nicht übereinstimmen. Als Wintermonate rechnet man die drei kältesten, als Sommermonate die drei wärmsten Monate. Die Mitteltemperatur der vier (meteorologischen) Jahreszeiten stellt sich für Wien also folgendermaßen:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
− 0·6°	9·8°	19·7°	9·9°	9·7°

Die Mitteltemperatur von Frühling und Herbst stimmt so ziemlich mit der mittleren Jahrestemperatur überein.

Die jährliche Änderung der Lufttemperatur zeigt in den gemäßigten und kalten Zonen den analogen Verlauf wie in Wien. Auf der Nordhemisphäre fällt in diesen Zonen die kälteste Zeit meistentheils in den Jänner, die wärmste in den Juli; auf der südlichen Halbkugel ist es selbstverständlich umgekehrt, nämlich der Juli der kälteste und der Jänner der wärmste Monat. Je mehr man sich den Polen nähert, desto größer wird die jährliche Amplitude, d. h. der Unterschied zwischen diesen beiden Monatsextremen. Dies zeigt die folgende Zusammenstellung:

		Breite	kältester Monat	wärmster Monat	Jährliche Amplitude
Calcutta	Ostindien	22° 13′	19·8°	30·0°	10·2°
Multan	Ostindien	31° 11′	12·5°	36·3°	23·8°
Peking		39° 57′	− 4·6°	26·1°	30·7°
Irkutsk	Sibirien	52° 16′	− 20·5°	18·8°	39·3°
Jeniseisk	Sibirien	58° 27′	− 25·3°	20·0°	45·3°
Jakutsk	Sibirien	62° 1′	− 42·8°	18·8°	61·6°

Für den noch nicht erreichten Nordpol hat man die jährliche Amplitude zu 31° bis 33° berechnet. Am kleinsten ist dieselbe in den Äquatorialgegenden, weil dort die höchsten Sonnenstände während des Jahres nur 23½° vom Zenith sich entfernen und stets Tag- und Nachtgleiche herrscht. An der Congomündung (5° 57′ südl. Br.) hat der wärmste Monat 29·6°, der kälteste 24·6°, die Amplitude beträgt somit bloß 5·3°; auf den Nikobaren (8° nördl. Br.) finden wir gar nur 28·1° — 26·0° = 2·1°. Aus den angeführten Gründen ist die jährliche Wärmeänderung in den äquatorialen Breiten meist geringer als der Unterschied zwischen den Temperaturen des Tages und der Nacht, so dass man mit Recht die Nacht den „Winter der Tropen“ genannt hat. So beträgt z. B. für Singapore (1° 17′ südl. Br.) die jährliche Amplitude 1·9°, die mittlere tägliche Wärmeschwankung aber 6·9°.

In hohem Grade ist die jährliche Bewegung der Temperatur von der Lage in der Nähe des Meeres oder im Binnenlande abhängig; im ersteren Falle wird der Wärmeunterschied zwischen Sommer und Winter gemildert, im letzteren verschärft. Als Beispiel diene die jährliche Amplitude folgender Orte, welche alle auf einer vom Atlantischen Ocean quer durch Europa und Asien gezogenen Linie unter ziemlich gleicher Breite gelegen sind (nach Mohn):

Thorshavn (auf den Färöern)	8°
Udsire (norwegische Westküste)	13°
Christiania (mitten in Skandinavien)	22°
St. Petersburg (westliches Russland)	27°
Kasan (östliches Russland)	33°
Barnaul (westliches Sibirien)	39°
Irkutsk (östliches Sibirien)	40°
Nikolajewsk (am Amur)	39°
Hakodade (Japan)	24°

In dieser Reihe ist freilich der große Unterschied zwischen der atlantischen und pacifischen Küste der alten Welt sehr auffällig; die Ursachen dieser Erscheinung wurden schon oben (S. 53) berührt. Der Umstand, dass das Wasser sich viel langsamer erwärmt, aber auch viel langsamer erkaltet als das Land, hat nicht bloß zur Folge, dass die jährliche Amplitude auf ersterem eine kleinere ist, sondern auch, dass die Extreme später eintreten als auf dem Lande. Die niedrigsten Temperaturen zeigen sich auf dem Meere im Februar oder März, die höchsten im August oder im September.

Die bisher betrachteten Mittelwerte der Temperatur und die daraus sich ergebende periodische tägliche und jährliche Wärmeschwankung geben nur den am häufigsten eintretenden Wärmezustand der Atmosphäre an, sind aber zur vollständigen Charakterisierung der Temperaturverhältnisse eines Ortes nicht ausreichend. Vielmehr ist es auch nothwendig zu wissen, auf welche Abweichungen man sich in einzelnen Fällen gefasst machen muss oder welche die nicht periodischen Änderungen der Temperatur sind. Wenn, wie schon bemerkt, die mittlere Jännertemperatur für Wien aus hundertjährigen Beobachtungen zu — 1·7° C. berechnet wurde, so heißt dies, dass diese Temperatur auch in den künftigen Jahren für den Jänner zu erwarten sei; und doch leuchtet ein, dass genau diese Mitteltemperatur kaum je eintreten wird. In den erwähnten hundert Jahren wich die Jännertemperatur Wiens von obigem Mittel 33mal um höchstens 1°, 28mal um 1 bis 2°, 18mal um 2 bis 3°, 10mal um 3 bis 4°, 8mal um 4 bis 5° und 3mal um 5 bis 6° ab, was zusammen die hundert Jännermonate der Beobachtungsreihe ergibt. Die Grenzen, innerhalb welcher sich die Jännertemperatur in dem bezeichneten Jahrhundert hielt, waren — 8·3° und + 5·0°;

die Julitemperatur, deren Mittel 20·5° ist, bewegte sich zwischen 17·4° und 24·6°. Zu St. Petersburg waren diese Grenzen innerhalb 118 Jahren für den Jänner (Mittel — 9·4°) — 21·5° und — 1·6°, für den Juli (Mittel 17·7°) 14·1° und 23·2°. Die Jahrestemperaturen zeigen schon viel kleinere Schwankungen; z. B. für Wien, dessen Jahresmittel 9·7° ist, lagen diese in hundert Jahren zwischen 7·4° und 11·8°, differierten also um 4·4°, während die Differenz der Jännertemperaturen 13·3°, die der Julitemperaturen 7·2° betrug. Zu St. Petersburg hielten sich die Schwankungen in 118 Jahren zwischen 1·3° und 6·5°. Diese Zahlen geben den absoluten Spielraum der Mitteltemperaturen an. Dove bildete die Abweichungen eines jeden Monats in den verschiedenen Jahrgängen von dessen allgemeiner Mitteltemperatur der ganzen Beobachtungsreihe, und zog aus diesen Abweichungen — gleichgiltig ob positiv oder negativ — das Mittel. So gelangte er zu den mittleren Abweichungen der Monatstemperaturen von den durchschnittlichen Werten derselben (mittlere Anomalie). Die Anomalien sind am kleinsten in den niederen Breiten, dann auf den Meeren, sofern diese eisfrei sind, dagegen am größten im Innern der Continente. Die Anomalien sind ferner größer in den eigentlichen Wintermonaten, kliener im Spätsommer; die größte Anomalie kommt in den Wintermonaten in Westsibirien vor.

Der Unterschied der mittleren Temperatur desselben Monats in verschiedenen Jahrgängen hat eine geringere klimatische Bedeutung, weil diese Temperaturschwankungen voneinander durch ein ganzes Jahr getrennt sind, wogegen die unregelmäßigen oder unperiodischen Temperaturschwankungen in kürzeren Zeitperioden, die in demselben Monat oder gar von Tag zu Tag eintreten, viel unmittelbarer das organische Leben berühren. So hat Kremser einen Zusammenhang der Temperaturveränderlichkeit mit der Sterblichkeit wahrscheinlich gemacht. Die Größe der Schwankungen in kürzeren Perioden kennzeichnet ein Klima als constant, gleichmäßig oder variabel, veränderlich. Der einfachste und kürzeste Ausdruck für die Wärmeschwankungen in kürzeren Perioden ist die Differenz zwischen der höchsten und tiefsten innerhalb eines Monats beobachteten Temperatur, die unperiodische Monatsschwankung der Wärme. Der Unterschied zwischen der höchsten und tiefsten innerhalb eines ganzen Jahres verzeichneten Temperatur heißt die unperiodische Jahresschwankung.

Eine besonders lebendige Vorstellung von der Größe der Veränderlichkeit der Temperatur an einem Orte erhält man durch die Angabe, wie oft durchschnittlich in jedem Monate die Unterschiede von Tag zu Tag eine gewisse Größe erreichen, z. B. unterhalb 2° bleiben, auf 2 bis 4°, 4 bis 6° u. s. w. sich erheben. So beträgt z. B. in Barnaul in Westsibirien das Decembermittel 5·6°, November 5·0°, Jänner 4·9°; der December 1855 hatte aber sogar eine mittlere Veränderlichkeit von 8·3°, d. h. durchschnittlich selbst zeigte die Temperatur von einem Tage zum anderen Sprünge von mehr als 8°.

Die Ursachen dieser unperiodischen Temperaturschwankungen sind bis jetzt noch nicht zur Genüge erforscht. Wahrscheinlich sind sie in unregelmäßigen Wärmeverhältnissen der niederen Breiten zu suchen, wodurch der Gang der oberen Luftströmungen, sowie die Bildung der barometrischen Maxima und ihre Beständigkeit in höheren Breiten beeinflusst wird. Unter dieser Voraussetzung dürfte eine außergewöhnliche Erwärmung der tropischen Gebiete im Sommer eine Neigung zur Bildung barometrischer Maxima über den Meeren, im Winter über den Continenten in unseren Breiten zur Folge haben.

Es kann nun auch die Frage aufgeworfen werden, ob es außer den bisher betrachteten täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen auch langjährige

periodische, säculäre Schwankungen gebe. Man hat diese Frage zum Gegenstande der Untersuchung gemacht, indem man sowohl Klimaschwankungen in historischer wie in vorhistorischer Zeit zu ermitteln suchte. Die Frage, ob in historischen Zeiten die Temperaturverhältnisse verschiedener Länder eine merkliche Änderung erlitten haben oder nicht, könnte nur dann mit Sicherheit beantwortet werden, wenn uns genaue meteorologische Beobachtungen wenigstens aus mehreren Jahrhunderten vorlägen. Nun ist aber bekanntlich die Erfindung eines zu wissenschaftlichen Zwecken brauchbaren Thermometers noch ziemlich neuen Datums, und erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts hat man angefangen, regelmäßig fortgesetzte Beobachtungen über den Gang der Lufttemperatur zu machen.

Will man also Temperaturschwankungen in früheren Jahrhunderten, eine säculäre periodische Zu- oder Abnahme der Wärme constatieren, muss man sich an die Überlieferungen über Naturerscheinungen und etwaige Veränderungen der Flora und Fauna halten.

Es hat gewiss mehrmals sogenannte Kälteperioden gegeben, über welche Tchihatchef hochinteressante Materialien beigebracht hat. Im Jahre 762 froren das Schwarze Meer, der Bosporus und die Propontis ein. „Der ganze Pontus Euxinus," so erzählt Nicephorus, Patriarch von Constantinopel, „bedeckte sich mit Eis. Der Frost an der Küste drang bis zu einer Tiefe von 13·83 *m*. Der Schnee bedeckte das Eis mit einer 9·2 *m* mächtigen Schicht. Der Wind trieb dann die geborstenen Eismassen durch den Bosporus, so dass die beiden Küsten von Europa und Asien verbunden wurden. Eine riesenhafte Eisscholle strandete am Fuße des Schlosses von Constantinopel und erschütterte die Stadtmauern so heftig, dass die Bewohner in Schrecken versetzt wurden." Nach Tchihatchef ist ein Gefrieren des Schwarzen Meeres, des Bosporus und der Propontis im Laufe der geschichtlichen Zeit nicht weniger als siebzehnmal eingetreten, und das Merkwürdigste dabei ist, dass diese Congelationen mit den kältesten Wintern Europas nicht zusammenfielen. Als in den Jahren 859 und 1234 das Adriatische Meer oder wenigstens ein Theil davon zufror, wurde das Schwarze Meer keineswegs ergriffen von den erkältenden Einflüssen. Auch blieb es in der merkwürdigen, die Jahre 1768 bis 1816 umfassenden Kälteperiode, in welche der napoleonische Feldzug nach Russland fällt und während welcher sich das warme Neapel zweimal — es war in den Jahren 1808 und 1809 — über dichtes Schneegestöber wundern musste, durchaus unberührt.

In den Alpen scheinen vielfache Thatsachen auf eine Verschlechterung des Klimas hinzudeuten. Viele Alpengletscher hatten zwischen dem 11. und 15. Jahrhundert eine wesentlich geringere Ausdehnung als jetzt, worauf sie im 17. und 18. Jahrhundert wieder beträchtlich an Umfang gewannen; in unserem Jahrhundert giengen in der Periode 1850 bis 1880 wieder alle Alpengletscher zurück, sind aber in einem Theile der West- und Schweizeralpen neuerdings im Vorrücken begriffen. Man hat jedoch in der jüngsten Zeit trotz dieser Gletscherschwankungen eine merkliche Änderung der mittleren Jahrestemperatur nicht constatiert und ist geneigt, diese Schwankungen mit den Niederschlagsverhältnissen in Zusammenhang zu bringen. Der vormalige Anbau von Hanf im Haslithal, welcher gegenwärtig wegen zu frühen Schneefalles nicht mehr möglich ist, die seit dem Ende des 18. Jahrhunderts später stattfindende Auffahrt der Sennen auf die Almen würden dagegen auf eine Wärmeabnahme schließen lassen. Das Aufgeben des Weinbaues in Gegenden, wo vormals Weincultur bestand, muss aber ebensowenig durch eine Klimaänderung bedingt sein, als die schwankende Weinlesezeit, sondern ersteres lässt sich durch die Verbesserung der Verkehrsverhältnisse und das

Umsichgreifen des Biergenusses, letztere durch geänderte Culturart, durch die angepflanzten Traubensorten u. s. w. erklären. Dazu kommt noch, dass nicht allein die Wärme, sondern auch die atmosphärische Feuchtigkeit bei der Klimaänderung eine Rolle spielt, da regen- und schneereiche Jahrgänge kühler sind als trockene. So hat sich die Temperatur in Mitteleuropa seit der Römerzeit infolge des Lichtens der Wälder und Austrocknung der Sümpfe unzweifelhaft wesentlich gehoben.

Aus der Thatsache, dass in Palästina heute noch Weinstock und Dattelpalme nebeneinander cultiviert werden, wie in biblischen Zeiten, schließt Arago, dass sich das Klima jenes Landes seit 3300 Jahren nicht merklich geändert habe. Das Gleiche hält Arago auch für Ägypten, Griechenland und Italien, und Biot hält es auch für China für wahrscheinlich, während manche andere Länder Veränderungen zeigen, welche auf eine Abnahme der mittleren Temperatur deuten.

So ist in nördlicheren Gegenden ein allmähliches Aussterben gewisser Pflanzen zweifellos nachgewiesen. Die Rothtanne, Pinus picea, die sonst in Irland schöne Wälder bildete, ist jetzt daselbst vollständig verschwunden. In Island fanden sich früher Birkenwälder, von welchen gegenwärtig nichts mehr zu sehen ist. Auch auf den shetländischen Inseln gab es früher Birken; jetzt sind sie daselbst vollständig ausgestorben. In Lappland findet man abgestorbene Birkenwälder, welche ihre weißen Stämme und Äste wie Skelette in die Luft strecken. An der Ostküste von Grönland bestand noch im Jahre 1406 eine Colonie von 190 Dörfern, welche seitdem, durch Eis von allem Verkehr abgeschnitten, zugrunde gegangen ist. Erst 1822 fand Scoresby die Küste wieder eisfrei und sah die menschenleeren Wohnungen mit Jagd- und Hausgeräthe.

Wenden wir uns nun jenen näherliegenden Zeiten zu, in denen regelmäßige thermometrische Beobachtungen gemacht wurden, so sei zunächst Glaisher angeführt, welcher aus den in England angestellten Beobachtungen eine allmähliche Erhöhung der mittleren Jahrestemperatur in diesem Lande nachweisen zu können glaubt. Er fand nämlich:

1770 bis 1800 die mittlere Temperatur gleich 9·72°
1800 „ 1829 „ „ „ „ 9·17°
1830 „ 1860 „ „ „ „ 9·44°

Nach Dove weicht die aus der Periode von 1848 bis 1865 abgeleitete mittlere Jahrestemperatur für Berlin nur um $^1/_{100}$ Grad von dem aus 137 Jahren abgeleiteten Mittel ab.

Nach Loomis ist die mittlere Temperatur von New-Haven in Connecticut, Ver. St., wie sie sich aus den Jahren 1778 bis 1820 ergibt, gleich 7·60°, für die Zeit von 1820 bis 1865 aber nur 7·52°.

Solche Resultate sind jedoch, wie J. Müller mit Recht bemerkt, keineswegs sehr zuverlässig, weil sich nicht nachweisen lässt, ob die in verschiedenen Perioden angewandten Instrumente genau miteinander übereinstimmen, ob nicht eine etwas veränderte Aufstellung stattgefunden habe u. s. w.

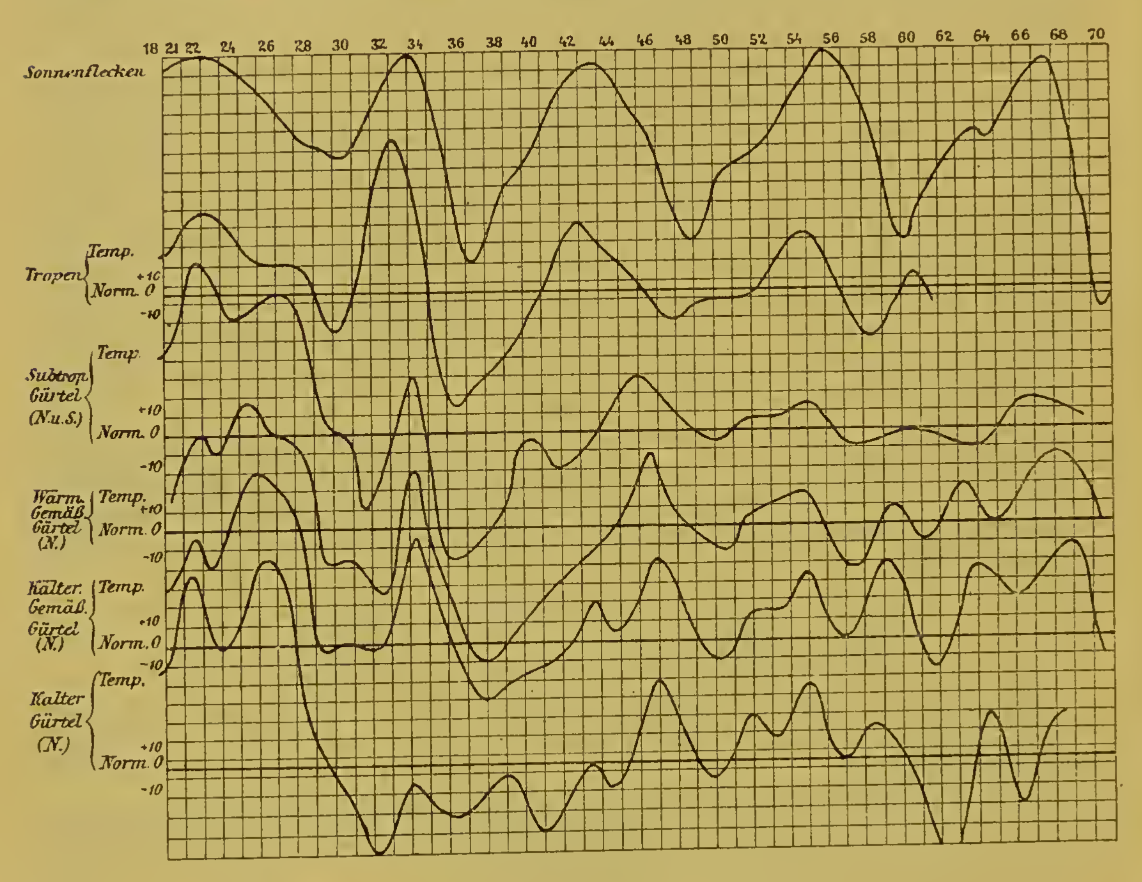
Instructiver ist eine vergleichende Zusammenstellung, wie wir sie dem Meteorologen Wild in St. Petersburg verdanken. Dieselbe enthält die Jahresmittel einiger Orte Europas für nahezu gleiche Zeitepochen; die eingeklammerten Zahlen bezeichnen die Jahre, welche aus der betreffenden Epoche zur Mittelbildung benutzt wurden:

Epoche:	1752—1779	1780—1800	1801—1821	1822—1835	1836—1862
Stockholm	5·83° (25)	5·69° (25)	5·66° (15)	—	5·91° (15)
Lund	7·17° (28)	6·00° (20)	6·60° (20)	—	7·00° (27)
Kopenhagen	7·62° (10)	7·86° (18)	7·59° (20)	8·25° (14)	7·29° (23)

Epoche:	1752—1779	1780—1800	1801—1821	1822—1835	1836—1862
Berlin	9·89° (26)	9·01° (21)	8·46° (21)	9·10° (14)	8·72° (23)
Warschau	9·03° (39)	7·21° (20)	6·68° (18)	7·03° (14)	7·09° (23)
St. Petersburg	4·05° (30)	3·25° (21)	3·20° (17)	4·02° (14)	4·04° (34)
Riga	—	6·36° (6)	5·88° (13)	6·84° (8)	5·81° (17)
Moskau	—	3·55° (8)	3·80° (4)	4·34° (14)	4·00° (23)
Archangelsk	—	—	0·14° (8)	1·09° (10)	0·44° (27)

(Außerdem St. Petersburg: 1836 bis 1869 (34) 4·04° und 1870 bis 1879 (10) 4·01°.)

Aus dieser Zusammenstellung ist zunächst eine längere Kälteperiode ersichtlich, welche am Ende des 18. und am Anfange des 19. Jahrhunderts stattfand, wobei die Unterschiede für die einzelnen Orte nahezu gleich sind (0·8° C.). Ferner ersieht



Sonnenfleckenperioden und Temperaturvariationen.

man, daß die Temperaturschwankungen viele Jahre hindurch zu Gunsten der einen oder der anderen Richtung andauern können, aber eine beständige Zu- oder Abnahme der Temperatur ist nicht nachweisbar. Vielmehr ließe sich aus den bisher angeführten Thatsachen nur folgern, daß es in historischer Zeit wiederholte Kälteperioden gegeben hat, die mit wärmeren Perioden wechselten. Was Dufour als das Ergebnis eingehender Studien für die Schweiz gefunden hat, kann man in analoger Weise auch von anderen Ländern sagen: daß nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse die Annahme, das Klima auf der Erdoberfläche variiere nicht, berechtigter sei, als die entgegengesetzte Behauptung.

Selbstverständlich hat man nach der Ursache der in den Kälteperioden zum Ausdrucke kommenden säculären Temperaturschwankungen geforscht und in neuerer

Zeit einen Zusammenhang zwischen den Zuständen der Erdatmosphäre und der Häufigkeit der Sonnenflecken zu erkennen geglaubt. Fritsch fand, dass die heißesten Jahre eine elfjährige Periode aufweisen und mit dem Minimum der Flecken-periode zusammenfallen, während Celoria in dieser Hinsicht ein negatives Resultat erhielt. Hahn spricht sich wieder zu Gunsten des Zusammenhanges aus, indem er bei geringerer Menge von Sonnenflecken höhere Wärme auf der Erde nachweisen will. Köppen verwirft im allgemeinen die elfjährige Periode nicht, aber er sieht in ihr die einzig vorhandene nicht; die strengen Winter aus der neueren Zeit, die er untersuchte, scheinen auf eine Periode von 45 Jahren hinzudeuten, während wieder für frühere Jahrhunderte eine längere Periode von 120 Jahren maßgebend gewesen zu sein scheint. Derselbe hat namentlich für die Tropenzone einen Einfluss der Sonnenflecken auf die Temperatur nachgewiesen, indem zur Zeit der Fleckenminima die mittlere Temperatur der Erdoberfläche etwas größer ist (um 0·7° C. in den Tropen) als zur Zeit der Fleckenmaxima. In höheren Breiten lässt sich aber ein solcher Einfluss kaum mehr erkennen. Die Figur auf S. 64 zeigt den Gang der Sonnenfleckenhäufigkeit in den Jahren 1821 bis 1870 in Verbindung mit dem Gange der mittleren Jahrestemperaturen der verschiedenen Klimagürtel der Erde. Die Curve der Sonnenflecken ist derart gezeichnet, dass ihr Ansteigen einer Abnahme, ihr Herabsinken einer Zunahme der Sonnenflecken entspricht, also im umgekehrten Sinne der Temperaturcurven, bei denen ein Ansteigen die Zunahme, ein Herabsinken die Abnahme der mittleren Temperatur darstellt. Während namentlich für die Tropen, dann aber auch noch für den subtropischen Gürtel der Gang der Temperaturcurve jenem der umgekehrten Sonnenfleckencurve sehr auffallend parallel läuft, verschwindet mit zunehmender Breite dieser Parallelismus immer mehr. Doch wollte man nicht bloß einen Zusammenhang zwischen der Frequenz der Sonnenflecken und dem Gange der Temperatur auf Erden, sondern auch einen Einfluss der Sonnenflecken auf die Niederschlagsverhältnisse, auf die mittleren Windrichtungen u. s. w. nachweisen. Hierzu ist zu bemerken, dass wir gegenwärtig noch nicht einmal sicher wissen, ob die Sonne zur Zeit der Fleckenminima oder zur Zeit der Maxima eine größere Wärmemenge ausstrahlt, weshalb auch theoretische Folgerungen über den Einfluss der Sonnenflecken auf unsere Atmosphäre noch von sehr zweifelhaftem Werte sind.

Wir haben bisher die säculären Temperaturschwankungen im engen Rahmen der historischen Zeiten ins Auge gefasst; es ist aber schon oben erwähnt worden, dass man von Klima- oder Temperaturschwankungen auch in viel größeren Perioden, welche weit über das geschichtliche Zeitmaß hinausgreifen, sprechen kann. Derartige Veränderungen hängen mit der Bewegung der Erde um die Sonne zusammen. Wie auf S. 43 bemerkt wurde, steht die Sonne nicht im Mittelpunkte der elliptischen Erdbahn, sondern in einem der beiden Brennpunkte, woraus die längere Dauer des Sommers auf der nördlichen Halbkugel der Erde und die längere Dauer des Winters auf der Südhemisphäre folgt. Die Entfernung der Sonne vom Mittelpunkte der Erdbahn (die sogenannte Excentricität) beträgt gegenwärtig etwa ein Sechzigstel oder genauer 0·017 der halben großen Achse der Erdbahn. Der Wert derselben bleibt aber nicht immer gleich. Die Excentricität nimmt innerhalb langer Perioden zu und wieder ab und bewegt sich zwischen einem Maximum von 0·75 und einem Minimum von 0·003 der halben großen Achse. Derzeit ist die Excentricität in Abnahme begriffen und wird beiläufig im Jahre 26.000 unserer Zeitrechnung ihr Minimum erreichen.

Bekanntlich fällt jetzt der Sommer der nördlichen und der Winter der südlichen Halbkugel zusammen mit der größten Entfernung der Erde von der Sonne,

mit der Sonnenferne oder dem Aphelium; zur Zeit der geringsten Entfernung der Sonne, der Sonnennähe oder des Periheliums, wenn die nördliche Hemisphäre Winter und die südliche Sommer hat, ist die Erde der Sonne um 700.000 geographische Meilen näher. Da sich bei der gegenwärtigen Größe der Excentricität die Wärmemenge, welche die Erde im Perihel empfängt, zu jener im Aphel wie 1·034 zu 0·967 verhält, so müsste — möchte man glauben — der Winter auf der nördlichen Halbkugel milde, der Sommer kühl sein, auf der südlichen Halbkugel aber der Sommer heiß und der Winter strenge. Nun sind in Wirklichkeit die Verhältnisse gerade umgekehrt, was sich nur durch die verschiedene Vertheilung von Land und Wasser auf den beiden Halbkugeln erklären läſst. Die vorherrschende Wassermasse auf der Südhemisphäre mildert ebenso die Sommerhitze wie die Kälte des Winters. Wenn nun aber die derzeitigen Wärmeverhältnisse auf der Erde nicht von der Entfernung der letzteren von der Sonne, sondern von der größeren oder geringeren Wasserbedeckung der Erdoberfläche abhängig erscheinen, so würde wohl eine wesentliche Änderung in diesem letzteren Verhältnisse eine bedeutende Temperaturänderung auf der Erde zur Folge haben, wogegen es für die Erwärmung gleich zu bleiben scheint, ob die Erde zur Sommers- oder Winterszeit der einen Halbkugel im Perihel steht.

Doch ist noch eine zweite Änderung im Verhältnisse der Erde zur Sonne zu beachten: das sogenannte Vorrücken der Nachtgleichen. Die Punkte, in welchen die Ekliptik von dem Himmelsäquator durchschnitten wird, rücken langsam von Osten nach Westen fort; diese Bewegung des Frühlings(und Herbst-)punktes, die Präcession, beträgt jährlich 50·2 Gradsecunden, so daſs nach 25.800 Jahren der Frühlingspunkt einen vollen Kreislauf vollendet hat. Dadurch wird eine stete Veränderung der Entfernung der Erde in den verschiedenen Jahreszeiten bewirkt. Einmal trat die Erde am 21. December in das Perihel und am 21. Juni in das Aphel, jetzt geschieht dies erst am 1. Jänner und am 2. Juli. Im Jahre 6680 werden Frühlings- und Herbstpunkt in die große Achse der Erdbahn fallen. Dann wird die Erde die Bahnstrecken vom Frühlings- zum Herbst-Äquinoctium und vom Herbst- zum Frühlings-Äquinoctium in gleichen Zeiten durchlaufen, Frühling und Sommer zusammen werden genau gleich lang sein wie Herbst und Winter zusammen. Wenn aber in späterer Folge das Perihel auf das Sommer-Solstitium unserer Halbkugel fallen wird, werden daselbst Frühling und Sommer kürzer sein als Herbst und Winter, und es wird dann die südliche Halbkugel ebenso gegenüber der nördlichen Halbkugel begünstigt erscheinen, als jetzt das Umgekehrte der Fall ist.

Nehmen wir nun an, daſs zu der Zeit, wenn der Beginn des nördlichen Sommers mit dem Perihel zusammenfällt, auch die Excentricität einen großen Wert erreicht, so gewinnen gleichzeitig die Unterschiede in der Länge der Jahreszeiten der beiden Halbkugeln und in der Intensität der Sonnenstrahlung im Winter und Sommer eine sehr bedeutende Größe. Vor etwa 850.000 Jahren blieb die Sonne um 36 Tage länger auf der einen Seite des Äquators als auf der anderen; es betrug somit der Unterschied zwischen Sommer und Winter auf den beiden Halbkugeln so viele Tage. Da gleichzeitig wegen der damaligen großen Excentricität die jährliche Schwankung der Intensität der Sonnenstrahlung eine sehr bedeutende war, so ergab sich ein um so größerer Unterschied der Jahreszeiten für diejenige Halbkugel, in deren Sommer das Perihel fiel; der Winter war sehr lang und sehr kalt, der Sommer kurz und sehr heiß. Unter solchen Verhältnissen könnte auch auf der betreffenden Hemisphäre eine größere Anhäufung von Schnee und Eis, sowie ein Sinken der mittleren Jahrestemperatur eintreten.

Doch ist letzteres nicht wahrscheinlich, so lange die gegenwärtige Vertheilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche aufrecht bleibt.

Wir wenden uns nun in unserer Betrachtung der Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe zu. Wie schon auf S. 50 erwähnt wurde, ist die Intensität der Sonnenstrahlung in höheren Luftschichten eine größere als in tieferen Schichten. Mit dieser Zunahme der Insolation mit der Höhe steht im Gegensatz die Abnahme der Luftwärme. Wenn man sich von der Erdoberfläche entfernt, so sinkt die Lufttemperatur. Die Ursache hiervon ist leicht einzusehen, wenn man sich erinnert, dass es nicht die directen Sonnenstrahlen sind, welche die Luft erwärmen, sondern die dunklen Strahlen, die der Erdboden zurücksendet. Da nun aber die Luft ein sehr schlechter Wärmeleiter ist, so würden die oberen Luftschichten nur eine sehr geringe Wärme vom Erdboden aus erhalten können, wenn nicht auch aufsteigende Luftströmungen zur Verbreitung der Wärme nach oben mitwirken würden. Doch ist hierbei zu beachten, dass die aufsteigenden Luftmassen mit zunehmender Höhe unter einen stets geringeren Druck gelangen, sich also ausdehnen müssen und dadurch erkalten. Es wird somit bei aufsteigenden Luftströmen die Temperatur sinken. Wenn die Luft vollkommen trocken wäre, so würde ihre Temperatur für je 100 *m* Höhe um 1° C. abnehmen. Da sie aber in Wirklichkeit stets größere oder geringere Mengen von Wasserdampf enthält, ist diese Wärmeabnahme etwas langsamer. Je größer die relative Feuchtigkeit der Luft ist, desto langsamer nimmt nach oben die Wärme ab. Denn der mit dem aufsteigenden Luftstrome aufwärts geführte Wasserdampf nähert sich immer mehr der Verdichtung zu Wasser. Tritt die letztere wirklich ein, dann wird Wärme frei und die Abkühlung wird verzögert. Einen bedeutenden Einfluss übt auch der Wind aus; je stärker derselbe ist, desto größer die Wärmeabnahme. Die Ursache hiervon sucht Hann in dem raschen, gezwungenen Aufsteigen der Luft. Aus dem Gesagten erhellt, dass die Temperaturabnahme mit der Höhe nicht regelmäßig erfolgen wird; daher sind auch allgemein giltige Gesetze für diese Abnahme bisher noch nicht gefunden worden.

Es möge zunächst die durchschnittliche Wärmeabnahme mit der Höhe in verschiedenen Gebirgsländern nach der Zusammenstellung von Hann hier Raum finden.

Wärmeänderung für je 100 *m* in Celsiusgraden.

a) Tropische Gebirgsländer.

Anden von Columbia und Mexiko (Humboldt)	0·53
Anden von Südamerika zwischen 11° nördl. Br. und 5° südl. Br. (Boussingault)	0·57
Nordwest-Himalaya (Blanford)	0·56
Nordwest-Himalaya mit Tibet (Hill)	0·51
Mittlerer Himalaya (Blanford)	0·52
Nilgiris (Hann)	0·62
Ceylon (Hann)	0·65
Java (Batavia-Pangerango)	0·56

b) Außertropische Gebirge.

Siebengebirge (Bischof)	0·56
Erzgebirge (Reich)	0·52
Erzgebirge (Hann)	0·59
Harz (Hann)	0·58
Alpen (Hann, Hirsch, Weilenmann)	0·58
Siebenbürgen (Reissenberger)	0·48
Blaue Berge, Neu-Süd-Wales (Hann)	0·51
Kaukasus und Armenien (Wild)	0·45

Mount Washington, Newhampshire (Hann) . . . . 0·55
Pikes Peak, Colorado (Hann) . . . . 0·63
Californien (Colfax, Sumit) (Hann) . . . . 0·75
Bei Christiania 60° nördl. Br. (Mohn) . . . . 0·55

Hieraus ergibt sich für die Tropenzone eine Wärmeabnahme von 0·58° C. für je 100 *m*, für die außertropischen Gebirge bis 60° nördl. Br. von 0·57° C., also für beide fast genau der gleiche Wert.

Die Wärmeabnahme mit der Höhe ist auf unserer Hemisphäre rascher auf der Südseite als auf der Nordseite der Gebirge; sie ist im Sommer viel rascher als im Winter. In einer gewissen Höhe, die man zwischen 9 und 11 *km* annehmen kann, hat die Luft das ganze Jahr hindurch sicherlich dieselbe Temperatur, sie wird in dieser Höhe auch an den Polen und am Äquator nahezu gleich sein. Diese Temperatur wird aber der geringsten Wärme gleichkommen, die man jemals auf der Erdoberfläche beobachtet hat, ja noch unter sie hinabgehen. Nun kommen in Sibirien Temperaturen weit unter — 42° C. vor; in Werchojansk (67° 34′ nördl. Br.) z. B. beträgt die Mitteltemperatur des Jänner — 50° C., und es sind selbst Temperaturen von — 68° C. beobachtet worden.

In vielen Stücken unterscheidet sich das sogenannte Berg- oder Höhenklima von dem der Niederungen und Ebenen. Hier wollen wir nur auf die Unterschiede hinsichtlich der Temperaturverhältnisse näher eingehen. Aus der folgenden Tabelle (nach Supan) ersehen wir den Wert der mittleren Monats- und Jahrestemperaturen der drei höchsten, unter verschiedenen Breiten gelegenen Beobachtungsstationen.

	Alpen Theodulpaß	Felsengebirge Pikes Peak	Anden Antisana
Geogr. Breite	45° 56′ nördl.	38° 48′ nördl.	0° 21′ südl.
Seehöhe in Meter	3333	4313	4060
	Grad	Grad	Grad
December	— 10·0	— 14·7	6·0
Jänner	— 13·9	— 15·9	6·2
Februar	— 13·1	— 15·7	5·1
März	— 12·5	— 13·1	5·6
April	— 9·0	— 11·0	5·9
Mai	— 5·8	— 5·5	5·5
Juni	— 1·3	0·1	4·5
Juli	0·5	4·5	3·0
August	1·7	3·9	3·0
September	— 2·3	— 0·7	4·0
October	— 5·3	— 6·1	5·0
November	— 8·6	— 11·3	5·5
Jahr	— 6·8	— 7·1	4·9

Auf Grund dieser Tabelle ist man geneigt zu schließen, dass die landläufige Vorstellung von einer Übereinstimmung des Bergklimas in größeren Höhen mit dem Polarklima eine irrige sei. Allerdings ist die mittlere Jahrestemperatur vom Theodulpaß und Pikes Peak nahezu gleich der von Omenak an der Westküste Grönlands unter 70° 51′ nördl. Br. (— 7°); aber hier sinkt im kältesten Monat die Mitteltemperatur auf — 21° und steigt im wärmsten Monat auf 6·7°, wogegen für Theodulpaß und Pikes Peak diese Werte — 13·9°, — 15·9° und 1·7°, 4·5° betragen. Vergleichen wir den Antisana mit Westerås an der schwedischen Küste

(59° 37′ nördl. Br.), welche beide dieselbe Jahrestemperatur haben, so finden wir ihre tiefsten Monatstemperaturen gleich 3·0° und —4·6°, die höchsten gleich 6·2° und 16·3°. Darnach würde das Höhenklima sich vom polaren wesentlich durch kühle Sommer und verhältnismäßig milde Winter unterscheiden. Diese Folgerung wird aber durch die neuesten Beobachtungen auf dem Sonnblickgipfel in den Hohen Tauern (3095 *m*) irritiert. Die mittlere Jahrestemperatur desselben, welche nach der Berechnung Hanns —6·6° beträgt, stimmt wohl mit der des mittleren Spitzbergen ebenso überein, wie die mittleren Jännertemperaturen beider Orte, aber die mittlere Julitemperatur des Sonnblick mit 1° C. findet man auf der ganzen nördlichen Halbkugel in der Nähe des Meeresniveaus nirgends. Die im Sommer kältesten Gegenden der nördlichen Polarregion: Franz Josefsland, Nordküste des Taimyrlandes in Sibirien, der äußerste Norden Grönlands, haben noch eine mittlere Juliwärme von 2°, das mittlere Spitzbergen aber hat circa 5° Juliwärme. Nur die antarktischen Polargegenden zeigen Sommertemperaturen unter dem Gefrierpunkt.

Je höher man im Gebirge sich erhebt, desto geringer wird der Spielraum, innerhalb dessen sich die Wärmebewegung des Jahres hält. Dies zeigen uns z. B. die Alpen. In Zell am See (760 *m*) unterscheiden sich die Jänner- und Julitemperatur noch um 22° C., in Rauris (950 *m*) um 20·8°, in Kolm-Saigurn (1620 *m*) um 17·9°, auf der Schmittenhöhe (1960 *m*) um 16·0° und auf dem Sonnblick (3095 *m*) nur mehr um 14·4°. Auf dem höheren Theodulpass beträgt der Unterschied wohl 15·6°, aber dieser ist überhaupt wegen der Passlage wärmer. In den Schweizer Stationen nimmt die Wärmeabnahme mit der Höhe mit zunehmender Breite ab, und man sollte erwarten, dass dies auch für die nördlicher gelegenen Stationen der Fall wäre. Allein nach den Beobachtungen im Erzgebirge und im Harz ist die Wärmeabnahme im Jahre größer als in der nördlichen Schweiz. Diese eigenthümliche Erscheinung findet ihre Erklärung in den Gegensätzen der Wetterlage während der kälteren Jahreszeit über Norddeutschland und über den Alpen. Die große Differenz auf dem Pikes Peak (20·4°) erklärt sich namentlich aus seiner continentalen Lage. Im äquatorialen Theile der südamerikanischen Anden scheinen merkwürdigerweise umgekehrte Verhältnisse zu herrschen; so ist der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat in Quito (0° 14′ südl. Br., 2850 *m*) nur 1·1°, auf dem Antisana (0·21′ südl. Br., 4060 *m*) dagegen 3·2°.

Eine Eigenthümlichkeit des Gebirgsklimas ist es, dass in mittleren und höheren Breiten abgeschlossene Thalbecken im Winter kälter sind als die Abhänge und Kuppen, dass also die Lufttemperatur bis zu einer gewissen Höhe zunimmt. Ein Gleiches kann man wohl auch über einer Ebene in heiteren, windstillen Nächten das ganze Jahr hindurch beobachten, namentlich aber im Winter, wenn der Boden schneebedeckt ist. Diese Temperaturzunahme erstreckt sich wenigstens bis zu 50 *m* Höhe; sie ist in den unteren Schichten rasch, in den höheren langsamer. Nach Ch. Martins betrug diese Wärmeabnahme zu Montpellier in heiteren Nächten für je 10 *m* etwa 1° C., in den untersten Schichten aber 0·7° für je 2 *m*, mitunter sogar noch mehr. Daher kann bei größeren Bäumen von 6 *m* Höhe und darüber der Temperaturunterschied zwischen Boden und Krone leicht 2° überschreiten; es können dann in Frostnächten die Baumwipfel verschont bleiben, während die unteren Zweige, sowie die Gesträuche erfrieren. Diese anomale Temperaturvertheilung in der Höhe erklärt sich durch die Wärmeausstrahlung des Erdbodens bei Nacht, wobei die niedrige Temperatur des Bodens sich den über ihm lagernden Luftschichten mittheilt; da nun auch die kalte Luft schwerer ist als warme, werden bei Windstille die kältesten Luftschichten dem Erdboden zunächst

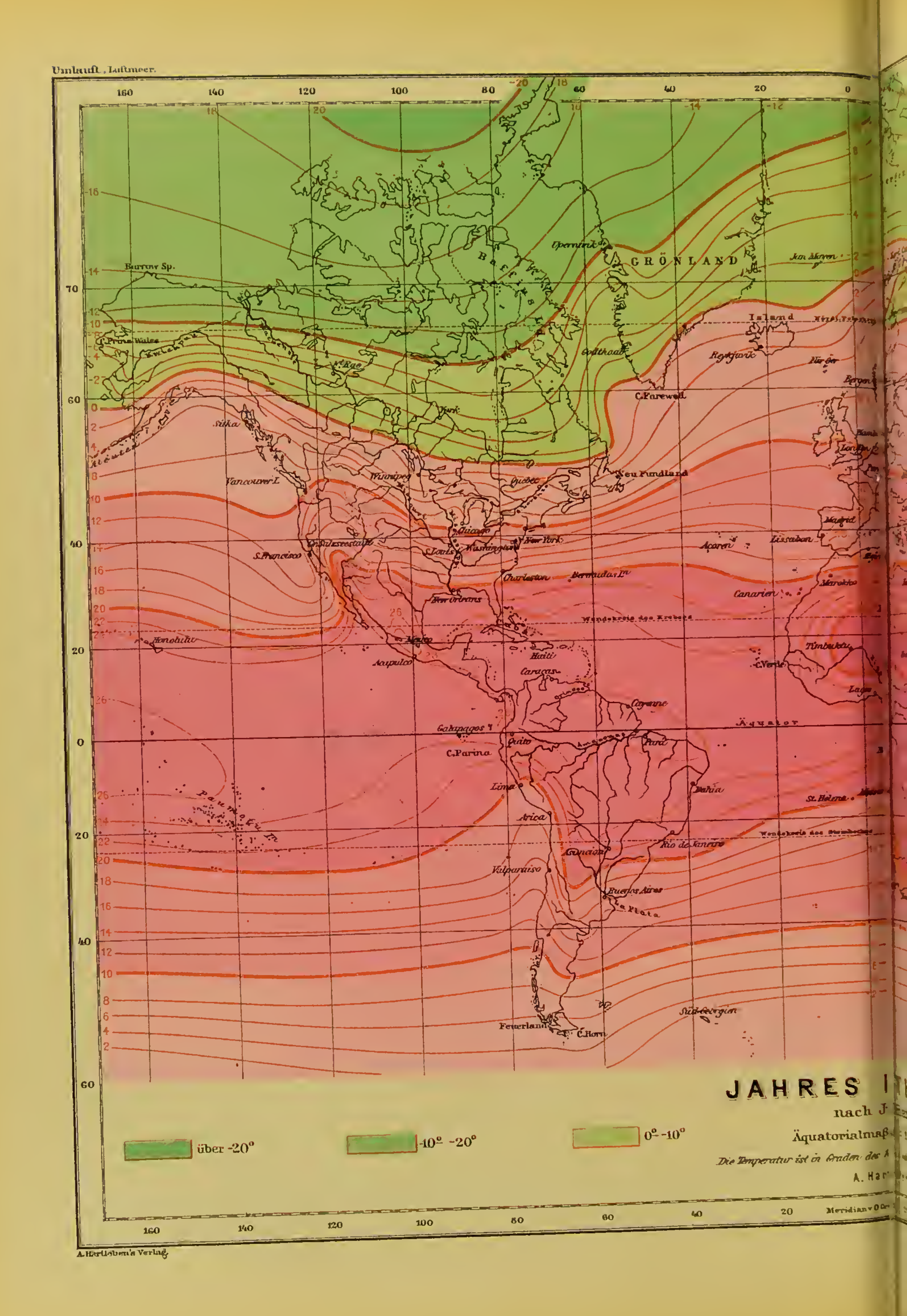
liegen. Die Erkaltung der höheren Luftschichten ist geringer, weil die Wärmeausstrahlung der Luft selbst geringer ist als die des Erdbodens. Bei lebhaftem Wind tritt diese Erscheinung viel seltener oder gar nicht ein.

Auch die obenerwähnte Wärmezunahme mit der Höhe im Gebirge folgt aus der nächtlichen Wärmeausstrahlung und der Schichtung der verschieden temperierten Luftmassen nach ihrem specifischen Gewicht, so dass die kältesten zu unterst lagern, so lange die Ruhe der Luft diese Schichtung begünstigt. Es erscheinen somit Bergabhänge und Hügelkuppen durch geringere Nachtkälte klimatisch begünstigt. Diese meteorologische Thatsache ist dem Volke schon seit alters bekannt, denn sie wird beim Anbau empfindlicherer Nutzpflanzen und bei Anlage von Wohngebäuden im Gebirge wohl beachtet. Im Berglande finden wir die Weingärten nicht im Thalgrunde, sondern zumeist an den Abhängen, wie schon Vergil sagt: „Vitis amat collem" — die Rebe liebt den Hügel. Im südlichen Brasilien werden die Kaffeepflanzungen nur auf den Hügeln, nie in den Thalmulden angelegt, weil sie dort vor dem Froste viel mehr geschützt sind als in der Niederung. A. v. Kerner, der sich mit diesem Gegenstande eingehend befasst hat, bemerkt, dass damit auch ein in die Verhältnisse der Bewohner der Alpen tief eingreifender Umstand zusammenhänge, nämlich der, dass in den Alpen so viele Gehöfte nicht auf dem in vielen Beziehungen doch bequemeren ebenen Terrain der Thalsohlen, sondern auf den Gehängen über letzteren und oft ziemlich weit von den zugehörigen Wiesen und Feldern erbaut sind. „Wer," sagt er, „jemals im Spätherbste in einer Periode umgekehrter Temperaturabnahme bei solchen, am steilen Berghange ragenden Gehöften verweilte und zu einer Zeit, wo unten im Thale der gefrorene Boden schon von Reif und das entblätterte Zweigwerk der Bäume von Duftansatz starrt und alle Vegetationsthätigkeit längst erloschen ist, während dort oben milde Lüfte wehen, die grünen Grasplätze noch mit herbstlichen Blüten geschmückt sind und die Schafe im Freien weiden, der wird es begreiflich finden, dass die ersten Erbauer der Gehöfte sich eben am liebsten in jenen Höhen ansiedelten, welche sich durch ihre günstigen Temperaturverhältnisse im Spätherbste und Winter erfahrungsgemäß auszeichneten."

Im Thalbecken von Kärnten hat die Wärmezunahme mit der Höhe im Winter zu dem Sprichwort Veranlassung gegeben: „Steigt man im Winter um einen Stock, so wird es wärmer um einen Rock." Die mittleren Lagen sind die wärmsten, aber selbst noch in 2000 *m* Seehöhe ist die Mitteltemperatur noch höher als über dem Thalbecken von Klagenfurt. Die Volksanschauung schreibt die relativ höhere Lufttemperatur in der Mittelhöhe der Alpen einem in der Höhe fließenden warmen Südwinde zu; die Wissenschaft hat sie anders erklärt. Zu der bereits erwähnten Ursache der verschiedenen Wärmeausstrahlung des Erdbodens und der höheren Luftschichten tritt auch eine eigenthümliche Luftcirculation. Die im Thalgrunde erkaltete und verdichtete Luft kann nicht abfließen und stagniert daher über dem Boden des Thales. Die über den Gipfeln erkaltete Luft sinkt dagegen längs der Abhänge der Berge gegen den Thalgrund hinab, wird dabei immer größerem Drucke ausgesetzt und muss sich dadurch erwärmen. Sie breitet sich dann über den im Thalgrunde stagnierenden kalten Luftsee aus, und so erklärt es sich, dass man gleichzeitig im Thalgrunde und auf den Spitzen der umgebenden Berge kältere Luft antrifft als in der Mittelhöhe des Thalbeckens.

Besonders auffällig wird die Zunahme der Luftwärme mit der Höhe im Winter zu Zeiten ausgedehnter ungewöhnlich großer Kälte und ruhiger Luft. Eine solche Kälteperiode herrschte über Mitteleuropa vom 7. bis 28. December 1879, welche J. Hann eingehend untersucht hat. Während des damaligen, abnorm kalten,





A. Hartleben's Verlag.

…THERMEN

…hann.

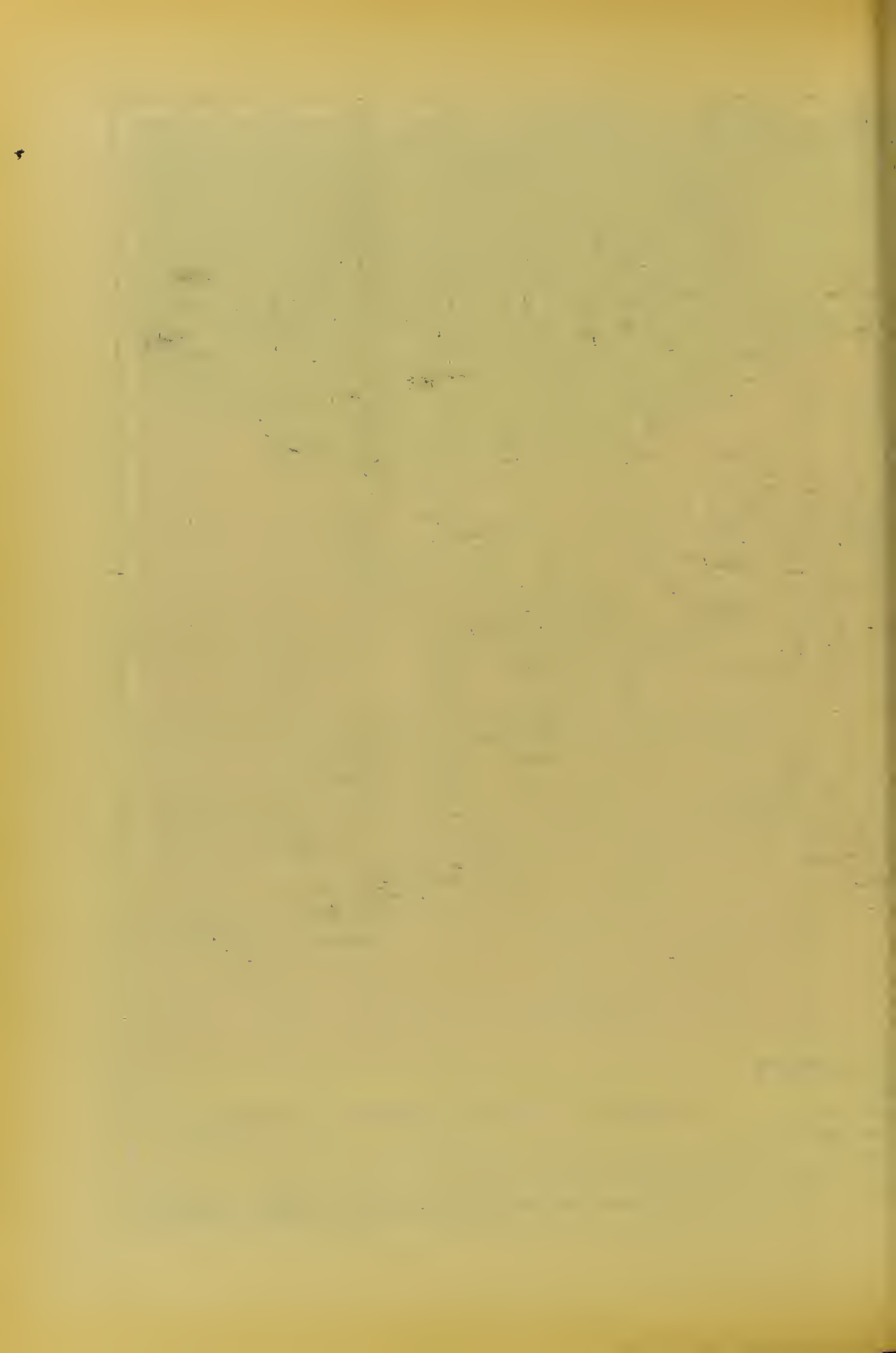
…1 : 150,000,000.

…der Celsius-Thermometers angegeben.

…erlag.

0°–10°	10°–20°	20°–30°	über 30°

Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



aber ruhigen Wetters beobachtete man im ganzen Alpengebiet, im Schwarzwald und in der Auvergne weit höhere Temperaturen als im Flachlande. Die Mitteltemperatur betrug in dieser Zeit zu Klagenfurt (450 *m*) — 16·4° C., auf dem Hochobir (2040 *m*) — 9·9°, auf dem Schafberg bei Ischl (1776 *m*) gar nur — 0·5°. Auf der Südseite der Alpen herrschten die gleichen Verhältnisse, wie das Beispiel des Pothales zeigt. Die dort von der Mitte December bis Anfang Februar beobachteten Mitteltemperaturen waren:

	Alessandria	Pavia	Mailand	Varese
Seehöhe	98 *m*	98 *m*	147 *m*	862 *m*
Mitteltemperatur . . .	— 8·5°	— 7·6°	— 5·7°	— 1·0°

Dieselbe Erscheinung fand man im Hochland der Auvergne; Clermont am Fuße des Gebirges (390 *m*) hatte vom 20. bis 28. December um 6 Uhr morgens eine Mitteltemperatur von — 13·2°, der Puy de Dôme (1470 *m*) von 3·8°.

Nicht bloß an den Abhängen der Gebirge nimmt mit zunehmender Höhe die Lufttemperatur ab, sondern, wie als naheliegend zu erwarten ist, auch in freier Luft; doch zeigen sich in dieser die Verhältnisse verschieden von denen im Gebirge. Hierüber haben uns bei Ballonfahrten angestellte Temperaturmessungen belehrt. Namentlich sind die in neuerer Zeit von J. Glaisher ausgeführten Luftfahrten von großer Bedeutung. Am 5. September 1862 gelangte derselbe sogar bis zu einer Höhe von 11.000 *m*, also in Regionen, welche bisher noch nicht wieder erreicht worden sind und selbst die höchsten Gipfel der Erde weit hinter sich lassen. Bei dieser Ballonfahrt wurden in den vorstehend verzeichneten Zeiten und Meereshöhen folgende Temperaturen beobachtet:

Zeit	Seehöhe	Temperatur
1 Uhr 0 Min. nachm.	Wolverhampton	15° C.
1 „ 10 „ „	1.609 *m* (Höhe der Schneekoppe) . .	5° „
1 „ 21 „ „	3.218 *m* (Höhe der Maladetta) . . .	— 1° „
1 „ 28 „ „	4.800 *m* (Höhe des Montblanc) . .	— 7° „
1 „ 39 „ „	6.437 *m* (Höhe des Chimborazo) . .	— 13° „
1 „ 49 „ „	8.000 *m* (Höhe des Dawalaghiri) . .	— 19° „
	11.000 *m*	— 24·4° „

Aus diesen Messungen läßt sich eine stetige Temperaturveränderung mit zunehmender Höhe erkennen. Die vier wichtigsten Luftfahrten Glaishers im Jahre 1862 lieferten folgende Tafel über die Wärmeabnahme der Atmosphäre in freier Luft:

Seehöhe	Wärme in Celsiusgraden				
	17. Juli	18. Aug.	21. Aug.	5. Sept.	Mittel
0 englische Fuß = 0 *m*	16·2	20·9	16·7	16·8	17·7
5.000 „ „ = 1524 *m*	4·3	8·9	6·3	5·2	6·2
10.000 „ „ = 3048 *m*	— 2·2	4·8	0·0	— 0·6	0·5
15.000 „ „ = 4572 *m*	— 0·6	— 0·5	— 7·2	— 6·1	— 3·6
20.000 „ „ = 6096 *m*	0·6	— 3·4		— 11·9	— 4·9
25.000 „ „ = 7620 *m*	— 8·9	— 4·5		— 17·8	— 10·4
30.000 „ „ = 9144 *m*				— 20·7	
Abnahme d. Wärme bei 25.000 Fuß (7620 *m*) Erhebung	25·1	25·4	—	34·6	28·1

Ergibt sich nun zwar auch aus dieser Tabelle eine allgemeine Wärmeabnahme nach oben, so erscheint die letztere doch keineswegs gesetzmäßig. Am 17. Juli fand Glaisher schon in 3048 *m* Höhe eine Temperatur von — 2·2°, höher hinauf nahm aber die Temperatur wieder zu, und selbst in 6096 *m* war sie nicht einmal wieder auf den Nullpunkt gesunken. Vergleichen wir die in der letzten Columne angeführten Mittelwerte untereinander, so finden wir innerhalb der ersten Höhenstufe (0 bis 1524 *m*) eine Abnahme von 11·5° C., innerhalb der zweiten Stufe (1524 bis 3048 *m*) eine solche von 5·7°, innerhalb der dritten (3048 bis 4572 *m*) von 4·1° C. Bis hierher tritt eine gewisse Gesetzmäßigkeit deutlich hervor. Innerhalb der vierten Stufe (4572 bis 6096 *m*) aber beträgt der Rückgang der Temperatur nur 1·3° C. und innerhalb der nächsten (6096 bis 7620 *m*) wieder 5·5° C. Hier vermissen wir völlig eine strenge Regel für die Wärmeabnahme nach oben. Gesetzmäßiger zeigte sich die Abnahme der Temperatur innerhalb der untersten Stufe (0 bis 1524 *m*); auf acht Luftfahrten fiel das Thermometer innerhalb dieser verticalen Erhebung durchschnittlich um 11·8°, also auf je 129 *m* um 1° C. Das Mittel der Wärmeabnahme von 1000 zu 1000 englischen Fuß war folgendes:

Bei	1000	englischen Fuß	(305 *m*)	Höhe von	3·06°	C.
„	2000	„ „	(610 *m*)	„ „	2·89°	„
„	3000	„ „	(914 *m*)	„ „	2·28°	„
„	4000	„ „	(1219 *m*)	„ „	1·83°	„
„	5000	„ „	(1524 *m*)	„ „	1·78°	„
		Summe der Wärmeabnahme		. .	11·84°	C.

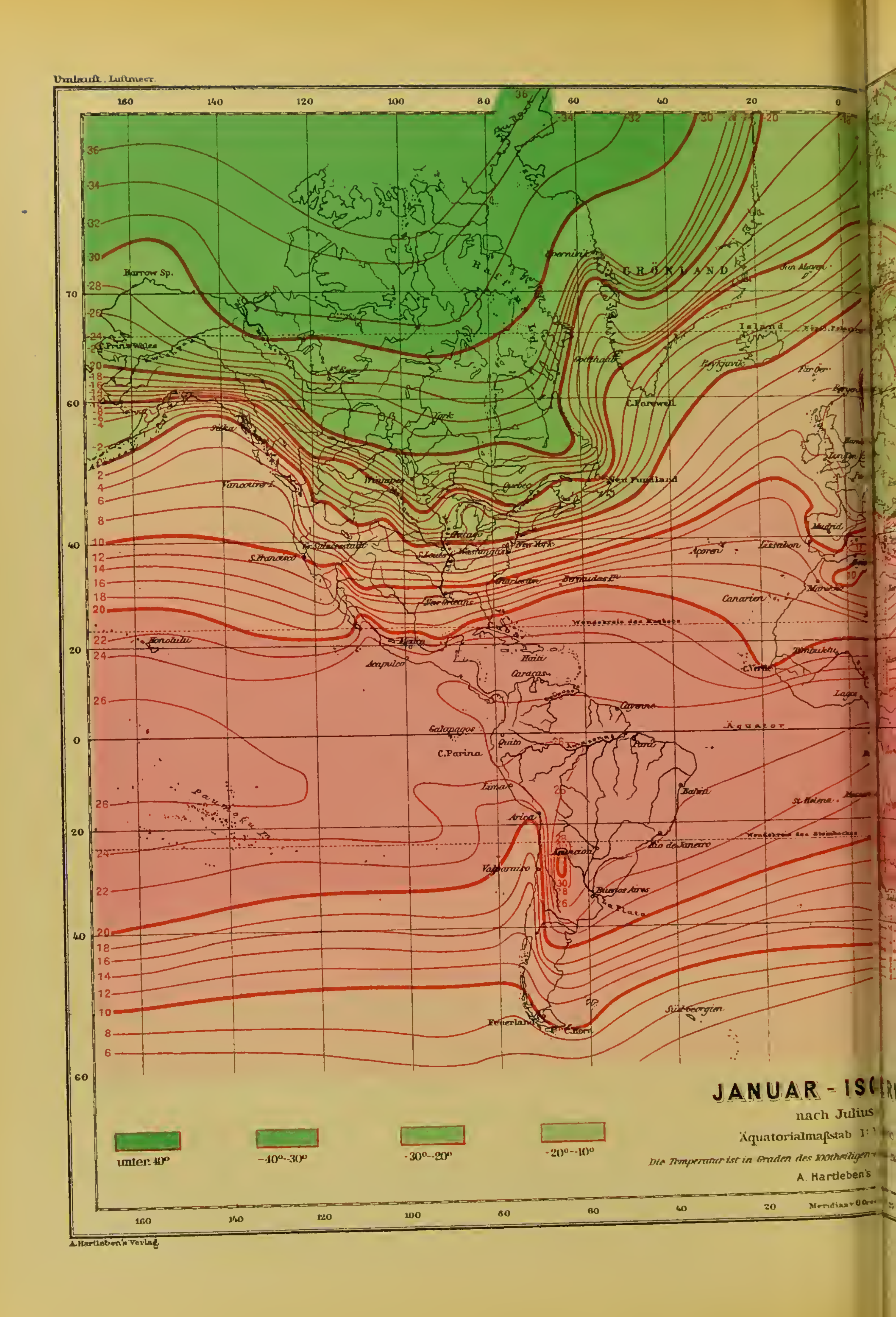
Auch hierbei fällt auf, dass in der mittleren Höhenstufe die Abnahme der Temperatur schneller vorschreitet als unten und oben.

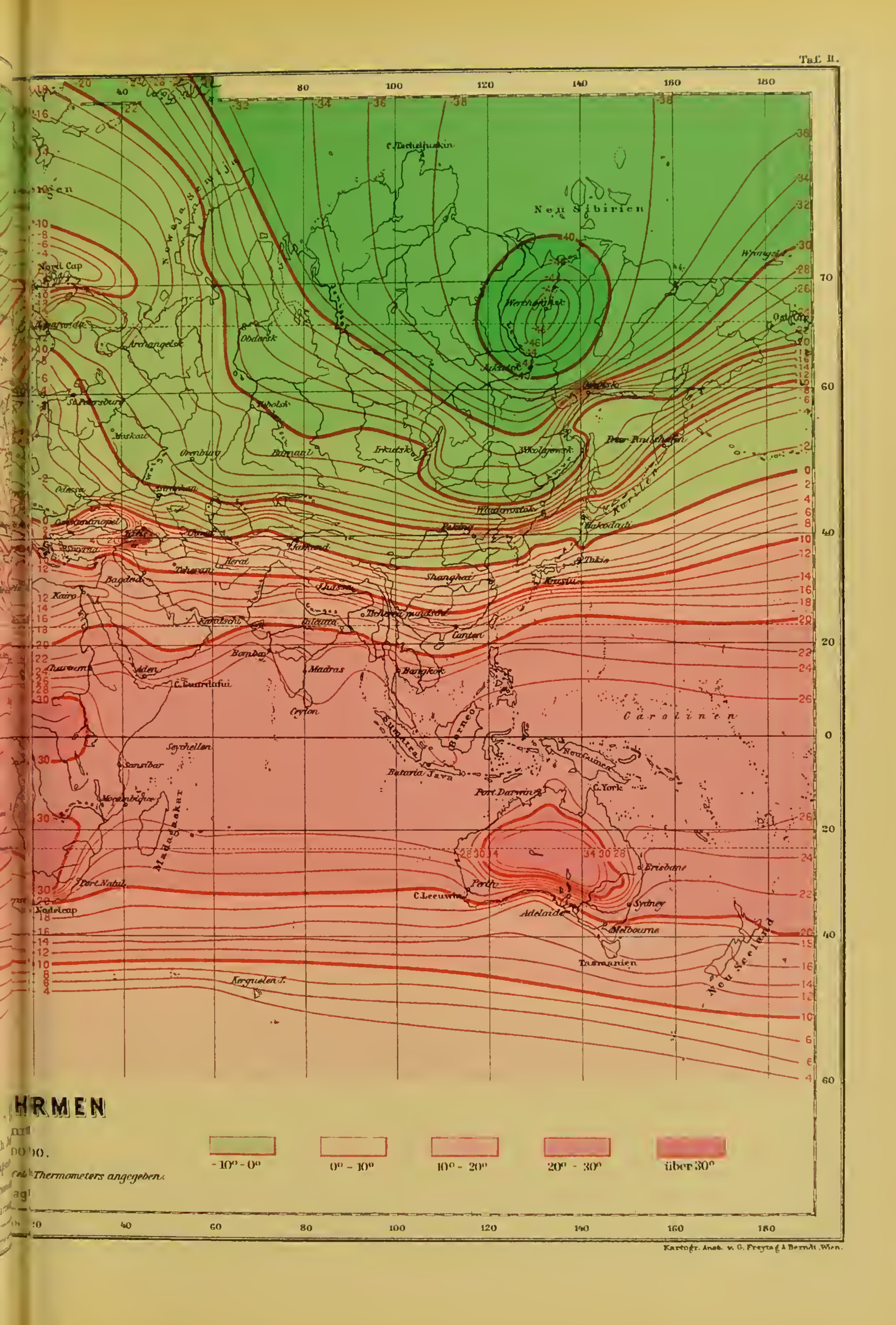
Temperaturmessungen, welche Glaisher im Mai, Juni und Juli 1869 mit Hilfe eines Ballon captif anstellte, zeigten, dass in den Schichten unter 150 *m* die Wärmeabnahme bei reiner Luft ansehnlicher war als bei dampferfüllter Atmosphäre, während in der Höhe von 150 bis 300 *m* die Wärme sich bei heiterem wie bei bewölktem Himmel nahezu gleichmäßig verminderte. Nächtliche Ballonfahrten ergaben die Thatsache, dass die Temperatur bis zu beträchtlicher Höhe beständig wuchs; die Ursache dieser Erscheinung wurde schon oben erklärt. Jedenfalls ersieht man aus den Beobachtungen Glaishers, dass die in den höheren Luftregionen gefundenen Temperaturabweichungen vielfach eine Wirkung eigenthümlicher Windverhältnisse sind. Wiederholt gelangte Glaisher auf seinen Ballonfahrten in höheren Luftschichten in höhere Temperaturgrade, erreichte dann wieder kältere Schichten und las hierauf in noch bedeutenderer Höhe abermals höhere Temperaturen ab.

So ergibt sich aus den Luftfahrten Glaishers, dass die Temperaturabnahme in freier Luft durchaus keine regelmäßige ist. Innerhalb der unteren Luftschichten dürfte die mittlere Wärmeabnahme für je 100 *m* Erhebung etwa 1° C. betragen. Doch ist dieselbe Schwankungen unterworfen, die sich von der Tageszeit, von der Beschaffenheit des Himmels, von der Jahreszeit und von Luftströmungen abhängig zeigen. Vollen Einblick in diese Verhältnisse haben wir bis jetzt noch nicht gewonnen.

Hat man an einem Orte oder in mäßiger Entfernung von demselben durch Beobachtung festgestellt, in welchem Verhältnisse die mittlere Jahrestemperatur mit zunehmender Seehöhe abnimmt, so kann man auch die Frage beantworten, welche Temperatur ein Ort von bekannter Seehöhe haben würde, wenn er im Niveau des Meeresspiegels läge. Wien (Sternwarte) liegt in der Seehöhe von 186 *m* und hat eine Jahrestemperatur von 9·7° C. Da in den österreichischen Alpenländern




JANUAR - IS
nach Julius
Äquatorialmaßstab 1:
Die Temperatur ist in Graden des 100theiligen
A. Hartleben's
unter 40°
-40°-30°
-30°-20°
-20°-10°
Barrow Sp.
C. Prinz Wales
Sitka
Vancouver I.
S. Francisco
Winnipeg
Quebec
New York
Washington
S. Louis
New Orleans
Charleston
Bermudas I.
Neu Fundland
C. Farewell
Godthaab
Upernivik
GRÖNLAND
Island
Reykjavik
Jan Mayen
Far Öer
Azoren
Lissabon
Madrid
London
Canarien
C. Verde
Timbuktu
Lagos
Honolulu
Acapulco
Haiti
Caracas
Cayenne
Galapagos
C. Parina
Quito
Para
Lima
Bahia
Arica
St. Helena
Rio de Janeiro
Asuncion
Valparaiso
Buenos Aires
La Plata
Süd Georgien
Feuerland
C. Horn
Äquator
Wendekreis des Krebses
Wendekreis des Steinbocks
Meridian v. Green



Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



die Temperaturabnahme für je 200 m 1° C. beträgt, so ist die auf das Meeresniveau reducierte Temperatur Wiens $= 9{\cdot}7 + \frac{186}{200}{}^0$ C. $= 10{\cdot}6^0$ C. Berlin (meteorologische Station) hat eine Seehöhe von 47 m, seine Jahrestemperatur ist 8·9° C., die Temperaturabnahme in Deutschland für je 180 m 1° C., also die auf das Meeresniveau reducierte Temperatur Berlins $= 8{\cdot}9 + \frac{47}{180}{}^0$ C. $= 9{\cdot}16^0$ C. Erst die Vornahme solcher Reductionen setzt uns in den Stand, zu beurtheilen, ob ein Ort bezüglich seiner Wärme im Vergleich zu anderen höher oder tiefer gelegenen Orten begünstigt sei oder nicht, welches der Einfluss der Meeresnähe sei u. s. w. Die Untersuchung wird hierdurch einheitlich und übersichtlich gestaltet.

Aber selbst wenn man die auf das Meeresniveau reducierten Temperaturmittel tabellarisch anordnet, lassen sie noch kein einfaches Gesetz der Abhängigkeit von der geographischen Breite und der Entfernung von der Meeresküste erkennen. Dies erreicht man erst, wenn man nach dem Vorgange A. von Humboldts die Orte mit gleicher Temperatur auf der Karte durch Linien untereinander verbindet. Humboldt, der zuerst 1817 eine solche Karte entwarf, nannte die so entstandenen Curven Isothermen, d. h. Linien gleicher Wärme. Auf einer Erdkarte (in Mercators Projection) werden die Orte, deren Mitteltemperaturen man kennt, sammt den letzteren eingetragen und diejenigen Orte, welche gleiche Mitteltemperaturen aufweisen, mittels Linien untereinander verbunden. Nach Humboldt haben dann Dove (1864) und später Buchan den Lauf der Isothermen möglichst genau zu erforschen gesucht. Unsere gegenwärtige Kenntnis von den Wärmeverhältnissen der Erdoberfläche hat zujüngst J. Hann (1884) kartographisch verwertet, und nach seiner Darstellung sind auch unsere Isothermenkarten gezeichnet, auf denen die Linien gleicher Mitteltemperatur von 2 zu 2° eingetragen sind.

Betrachten wir zunächst die Jahresisothermen (Linien gleicher mittlerer Jahrestemperatur), so bemerken wir alsbald, dass dieselben im großen Ganzen wohl dem Laufe der Parallelkreise um die Erde folgen, aber freilich nicht ohne beträchtliche Abweichungen, indem sie bald nach Norden, bald nach Süden ausbiegen. Sie stimmen in ihrem Verlaufe über den Oceanen, namentlich dem Großen und Indischen Ocean, noch am meisten mit den Parallelen überein, biegen am weitesten nach Norden aus an den Westseiten der Continente, am meisten nach Süden an den Ostküsten der Festlandsmassen auf der nördlichen Hemisphäre, auf der südlichen Halbkugel dagegen im Innern der Erdtheile. Orte, welche unter gleicher geographischer Breite liegen, zeigen oft ganz verschiedene Temperaturen; so besitzt z. B. Neapel, unter 40° 52′ nördl. Br. gelegen, eine mittlere Jahreswärme von 15·9° C., New-York unter 40° 50′ nördl. Br. nur 11°, eine Temperatur, welcher wir in Westeuropa erst viel weiter nördlich in Bristol, unter 51° 27′ nördl. Br., wieder begegnen. Die Biegungen der Isothermen haben ihren Grund in der Vertheilung von Festland und Wasser, deren Einflüsse auf die Erwärmung wir bereits kennen gelernt haben, dann auch in Luft- und Meeresströmungen, von deren Bedeutung erst in der Folge die Rede sein wird; sie bringen die Macht dieser Einflüsse zu lebendiger Anschauung.

Auf dem Festlande nimmt die Temperatur gegen den Pol hin viel rascher ab, als über dem Meere; wir sehen daher die Isothermen über den großen Continenten eng zusammengedrängt, auf dem Ocean dagegen viel weiter auseinander gerückt, und dadurch den mildernden Einfluss der Meere deutlich versinnlicht.

Wir sehen ferner in tropischer Breite einen Gürtel, welcher 26° mittlerer Jahrestemperatur und selbst darüber aufweist. Derselbe erstreckt sich aber nicht rings um die Erde, sondern zeigt über dem Atlantischen Ocean zwischen Afrika und Südamerika, sowie im Großen Ocean westlich von Südamerika eine zweimalige Unterbrechung.

In Amerika schließt die 26°-Isotherme den ganzen Norden von Südamerika, Centralamerika, den südlichen Theil von Mexiko mit dem Purpurmeer und das ganze Antillenmeer ein; im Hochland von Mexiko finden wir sogar ein Gebiet von 28° mittlerer Jahrestemperatur. Eine viel größere Längen- und Breitenausdehnung zeigt der Temperaturgürtel von 26° in dem östlichen Gebiete. Ihm gehört das ganze tropische Afrika mit Ausnahme schmaler Küstendistricte an, ja im Norden und Süden selbst noch subtropische Gegenden; ferner der größere Theil der drei großen südlichen Halbinseln Asiens, die Sundainseln, Neu-Guinea, ein kleines Stück von Nordaustralien, der nördliche Theil des Indischen Oceans und ein großer Theil Polynesiens östlich bis 42° westl. L. v. Gr. Innerhalb dieser Region zeigt das südöstliche Vorderindien mit Ceylon noch ein Gebiet mit 28° C., ebenso das tropische Afrika nördlich vom Äquator, ja dieses schließt noch ein Gebiet mit 30° C. ein, welches als die heißeste Gegend der Erde sich darstellt. Die höchsten Temperaturen weisen hier Massaua 31·8°, Chartum 30·5°, oberer Senegal über 30°, Kuka 30° auf.

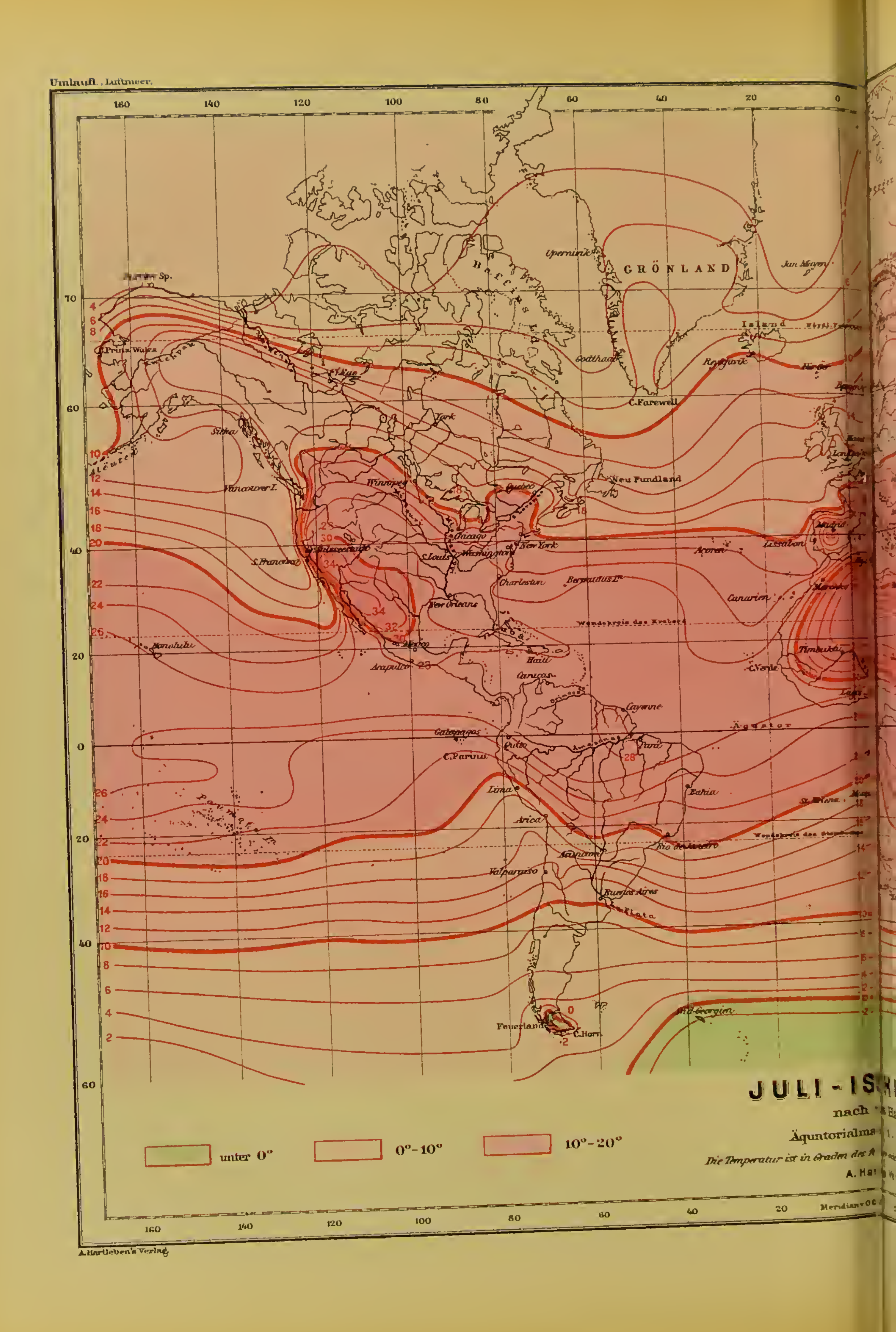
Im nördlichen Atlantischen Ocean springen die Gipfel der stark gebogenen Isothermen weit nach Norden vor, wodurch sich die Einwirkung einer warmen Meeresströmung, des berühmten Golfstromes, deutlich zu erkennen gibt. Durch dessen warme Gewässer wird die kälteste Region der Erde vom Nordpol weg hinübergedrängt nach jenem Theile des Eismeeres, welcher die nördliche Küste von Nordamerika bespült. Diese kälteste Region bildet einen zusammenhängenden, von der Isotherme —20° umschlossenen Fleck, welcher nach den neuesten, in mehreren Überwinterungen gemachten Beobachtungen mit dem äußersten Nordwesten von Grönland beginnt und von dort sich vermuthlich nach Nordwest oder West erstreckt; derselbe bildet den sogenannten Kältepol. Die auf unserer Karte verzeichnete Kälteinsel von —17° Kälte bei Werchojansk im Nordosten Sibiriens scheint nicht zu bestehen; nach neuesten Beobachtungen verschmilzt dieses Kältegebiet mit dem Nordamerikas.

Die polare Kälte bringt, wie ein Blick auf die Karte lehrt, über den Continenten von Nordamerika und Asien am weitesten nach Süden vor. Die 0°-Isotherme, welche mit östlich überhängendem Scheitel Nordeuropa erst östlich vom Nordcap betritt, senkt sich sowohl in Labrador als auch im östlichen Asien bis in die Breite des mittleren Deutschland herab.

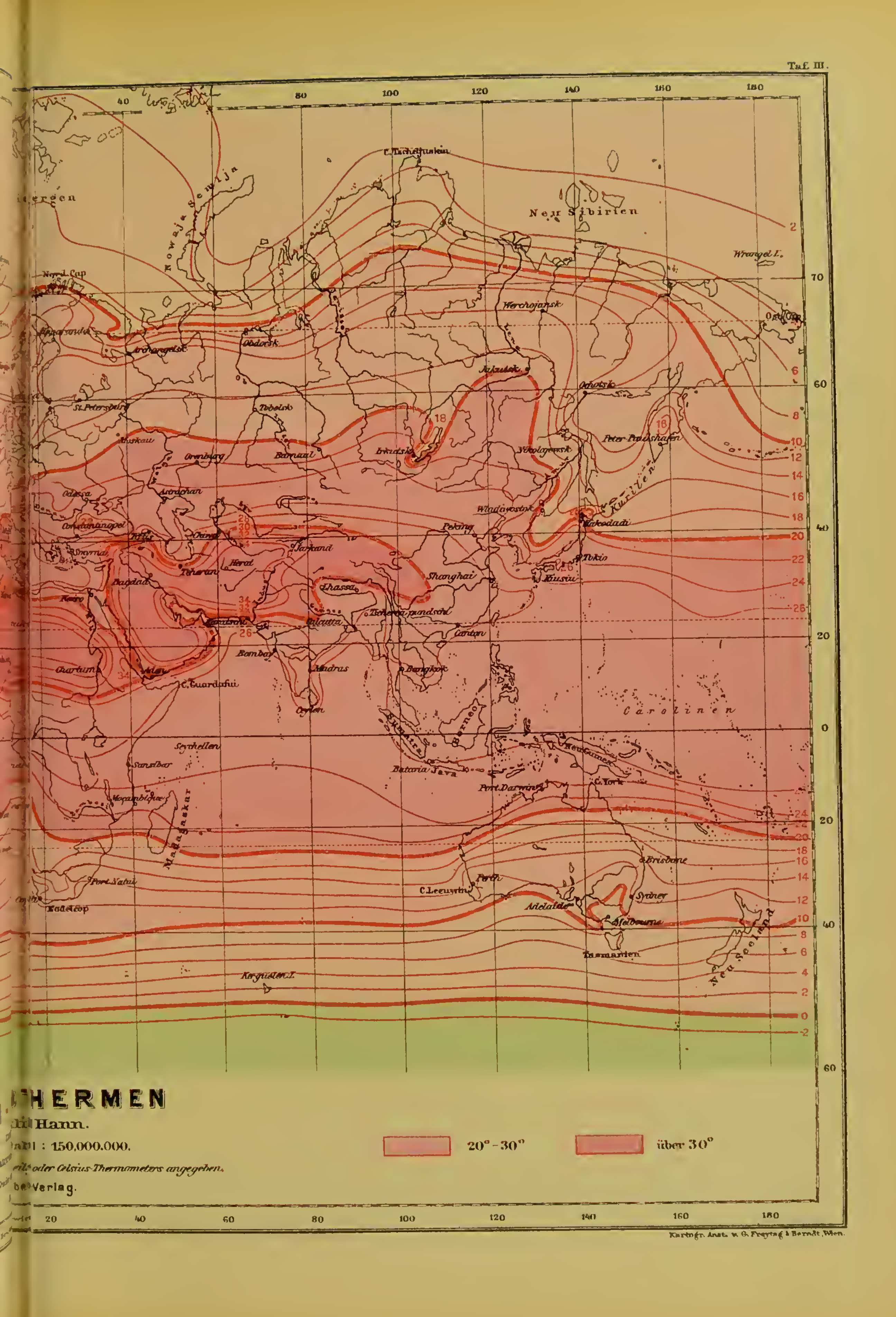
Auf der südlichen Hemisphäre sind die Isothermen weit weniger gekrümmt als auf der nördlichen, was seinen Grund hat in der ausgleichenden Wirkung des Meeres, welches den größten Theil der südlichen Erdhälfte bedeckt. An der Westküste von Südamerika erkennen wir in der Wölbung der Isothermen gegen den Äquator hin den Einfluss einer kalten Meeresströmung, des Humboldtstromes; auch an der Westküste von Südafrika bringt eine polare Meeresströmung eine ähnliche Wirkung hervor.

Auf Grund der Abweichung der Jahresisothermen von der Richtung der Parallelkreise schlug A. Supan an Stelle der schon von dem Griechen Parmenides (460 v. Chr.) aufgestellten Eintheilung der Erdoberfläche in drei Zonen, deren Grenzen die Polar- und Wendekreise bilden, die aber nur noch als Beleuchtungszonen aufzufassen sind (vgl. S. 44 f.), sehr zweckmäßigerweise eine andere, an





A.Hartleben's Verlag.



C. Tscheljuskin
Neu Sibirien
Nowaja Semlja
Wrangel I.
Nord Cap
Werchojansk
Obdorsk
Archangelsk
Jakutsk
Ochotsk
St. Petersburg
Tobolsk
Irkutsk
Peter Paulshafen
Barnaul
Orenburg
Astrachan
Odessa
Wladiwostok
Hakodadi
Peking
Smyrna
Tokio
Herat
Teheran
Shanghai
Bagdad
Lhassa
Kairo
Calcutta
Canton
Bombay
Madras
Bangkok
Chartum
Aden
C. Guardafui
Ceylon
Carolinen
Sumatra
Borneo
Seychellen
Sansibar
Batavia
Java
Port Darwin
C. York
Mozambique
Madagaskar
Brisbane
Port Natal
Perth
C. Leeuwin
Sydney
Adelaide
Melbourne
Tasmanien
Kerguelen I.
Neu Seeland
HERMEN
Hann.
1 : 150.000.000.
oder Celsius-Thermometers angegeben.
Verlag.
20°-30°
über 30°
Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



den Verlauf der Isothermen sich anschließende Eintheilung in drei Haupt- und sechs Subzonen, vor. Die drei Hauptzonen sind nach Supan:

1. Die warme Zone zwischen den Jahresisothermen von 20° C.;
2. die gemäßigte Zone zwischen den Jahresisothermen von 20° und 0°;
3. die kalte Zone jenseits der Jahresisothermen von 0°, charakterisiert durch beständiges Bodeneis.

Supan hat zugleich den Flächeninhalt dieser Zonen bestimmt, und zwar in Procenten des ganzen Flächeninhaltes der beiden Halbkugeln:

	Kalte Zone	Gemäßigte Zone	Warme Zone
Nördliche Hemisphäre	14·8	31·8	53·3
Südliche Hemisphäre	9·5	45·1	45·4

Auf unserer Karte der Jahresisothermen sind diese drei Zonen leicht aufzufinden; betreffs des Flächeninhaltes sei aber in Erinnerung gebracht, dass sie in Mercatorprojection entworfen ist, nach welcher die Distanzen der Meridiane und Parallelen mit zunehmender Breite immer mehr wachsen.

Bemerkenswert ist das Übergewicht der heißen Zone in beiden Hemisphären, namentlich aber auf der nördlichen Halbkugel. Von dem Flächeninhalt der ganzen Erde entfallen rund 12 Procent auf die kalte Zone, 39 Procent auf die gemäßigte und 49 Procent auf die warme Zone.

Aus unseren früheren Erörterungen leuchtet ein, dass nicht alle Orte unter gleicher Jahresisotherme auch in den verschiedenen Jahreszeiten gleiche Wärme haben werden; es können vielmehr zwei Orte, welche auf derselben Isotherme liegen, ein sehr verschiedenes Verhältnis in der Wärmevertheilung auf die einzelnen Jahreszeiten zeigen. Es reichen somit die Jahresisothermen zur Darstellung der Klimate nicht aus. Humboldt fügte ihnen darum noch die Linien gleicher mittlerer Wintertemperatur (Isochimenen) und gleicher mittlerer Sommertemperatur (Isotheren) hinzu. Noch deutlicher aber wird die Vorstellung von den Wärmeverhältnissen, wenn man die Isothermen für jeden einzelnen Monat bestimmt und auf der Erdkarte verzeichnet (Monatsisothermen). Die vollständigsten Karten der Monatsisothermen sind von J. Dove ausgearbeitet worden. Von derartigen Karten wollen wir zwei unserer Betrachtung unterwerfen: die für den Jänner und die für den Juli. Diese beiden Monate empfehlen sich deshalb hierzu, weil sie für die meisten Orte der Erde die kälteste und die wärmste Zeit des Jahres umfassen. Durch Vergleichung dieser beiden Karten wird man am leichtesten einen Begriff von der Größe der jährlichen Veränderung der Temperatur erhalten, denn während die Karte der Jahresisothermen den Übergangszustand darstellt, bringen diese beiden gerade die Extreme zur Anschauung.

Die Jännerisothermen zeigen die größte Abweichung nach Süden. Der Gürtel größter Erwärmung liegt (bis auf einen Theil Centralafrikas) südlich vom Äquator. Ein Wärmemaximum mit 30 bis 34° liegt im Innern Australiens, über Afrika liegen zwei Maxima, eines über dem mittleren, ein anderes über dem südlichen Continente, in welchen die Temperatur 30° übersteigt. Ein viertes Maximum mit einer mittleren Jännertemperatur von 30° befindet sich im Innern des südtropischen Amerika. Außerhalb der Wendekreise verlaufen die Isothermen auf der südlichen Halbkugel ziemlich parallel, auf der nördlichen Hemisphäre dagegen zeigen sie starke Ausbuchtungen, und zwar auf dem Meere nach Norden, auf dem Festlande nach Süden. Auf dem Ocean ist also das Wetter im Winter warm, dagegen kalt auf den Continenten. Die Ausbuchtung der Isothermen nimmt mit der Breite rasch zu; so verläuft z. B. die Isotherme von 20° C. zwischen

16 und 20° nördl. Br., die von 10° zwischen 25 und 50° nördl. Br., die von 0° zwischen 34 und 70° nördl. Br., so dass die Breitenunterschiede beziehungsweise 16°, 25° und 36° betragen. Auffällig ist der Verlauf der Isothermen von 0° und — 10°; diese zeigen über dem Atlantischen Ocean eine mäßige Ausbuchtung nach Norden, während sie in ihrem weiteren Verlauf nach Osten hin bis nach dem nördlichen China herabreichen. Sehr bemerkenswert ist der starke Abfall der Jännerisothermen im Westen Europas und Amerikas nach Osten hin, was die rasche Zunahme der Kälte nach dem Innern der Continente andeutet. Die Gegenden der größten Kälte fallen auch im Winter nicht mit der Gegend des Nordpols zusammen, sondern sie bilden zwei getrennt liegende Regionen, die eine im arktischen Archipel Amerikas und die andere, noch kältere, im nordöstlichen Sibirien. In der Gegend der Parryinseln sinkt die Jännertemperatur unter — 35°, der kälteste Monat in der Lady Franklin-Bai (Februar) hat im Mittel — 40·1°. Die kälteste Gegend der Erde, soweit uns bekannt, ist Werchojansk sammt Umgebung, wo das Jännermittel der Jahre 1887 bis 188 — 53·1° C. betrug; am 15. Jänner 1885 wurde eine Minimaltemperatur von — 68° C. beobachtet.

Ganz andere Verhältnisse zeigen die Juliisothermen. Der Gürtel größter Wärme ist weit über den Äquator nach Norden hinausgerückt. Am heißesten sind das Innere Nordafrikas (bis 36° C.), das Innere Vorderasiens ostwärts bis Ostturkestan und das obere Pendschabgebiet (mit einer mittleren Julitemperatur von 34°) und der Südwesten Nordamerikas (bis 36° C.). Die höchsten beobachteten Temperaturen waren zu Maskat in Arabien über 50° C., zu Mursuk in der Oase Fezzan der Sahara sogar 56·2° C. In Abessinien soll die Lufttemperatur im Schatten bisweilen auf 60° C., ja an der Küste des Rothen Meeres bei bedecktem Himmel auf 65° C. steigen. Die auffallend niedrigere mittlere Julitemperatur der den früher angeführten Gebieten benachbarten Küsten zeigt deutlich den großen Gegensatz zwischen dem binnenländischen und küstenländischen Sommer. Außerordentlich gedrängt liegen die Isothermen an der Westseite des amerikanischen Wärmemaximums, sonst sehen wir, dass die Juliisothermen überall viel weiter voneinander abstehen als die Isothermen des Jänner, der deutliche Ausdruck für die langsamere Abnahme der Temperatur mit wachsender Breite als im Winter. Auf der nördlichen Halbkugel streichen die Juliisothermen viel mehr im Sinne der Parallelkreise als die Isothermen des Jahres oder gar des Jänner, dabei ist aber im Gegensatz zum Jänner eine, wenn auch geringere Ausbuchtung auf dem Ocean nach Süden, auf den Continenten nach Norden hin zu bemerken. Auf der südlichen Hemisphäre verlaufen die Isothermen im allgemeinen parallel; eine Abweichung hiervon zeigen bloß die Ostseiten Südamerikas und Südafrikas, wo die Isothermen nach Norden hin ausgebuchtet sind. Die niedrigsten Temperaturen liegen in der Umgebung des Nordpols, wo die Wärme geringer ist als 2° C. Die Julitemperatur der Lady Franklin-Bai ist noch 2·8°, die von Werchojansk 15·4°. Mitteltemperaturen unter 0° scheinen im Juli auf der nördlichen Hemisphäre nicht vorzukommen.

Supan hat auch die Differenz der extremen Monatstemperaturen oder die jährliche Wärmeschwankung (vgl. S. 59 ff.) kartographisch zur Darstellung gebracht, wie es nach seinem Vorgange unsere Karte IV zeigt. Auf diesem Wege gelangt man zur Charakteristik der folgenden klimatischen Typen hinsichtlich der jährlichen Temperaturschwankung: Äquatorial-, beziehungsweise Seeklima mit einer mittleren Jahresvariation bis höchstens 15°. Übergangsklima von 15 bis 20°, Landklima von 20 bis 40° und excessives Landklima über 40° mittlere jährliche Wärmeschwankung. Das Seeklima ist auf unserer Halbkugel



LINIEN GLEICHER JÄHRLICHE[R WÄRME]

nach Alexander S

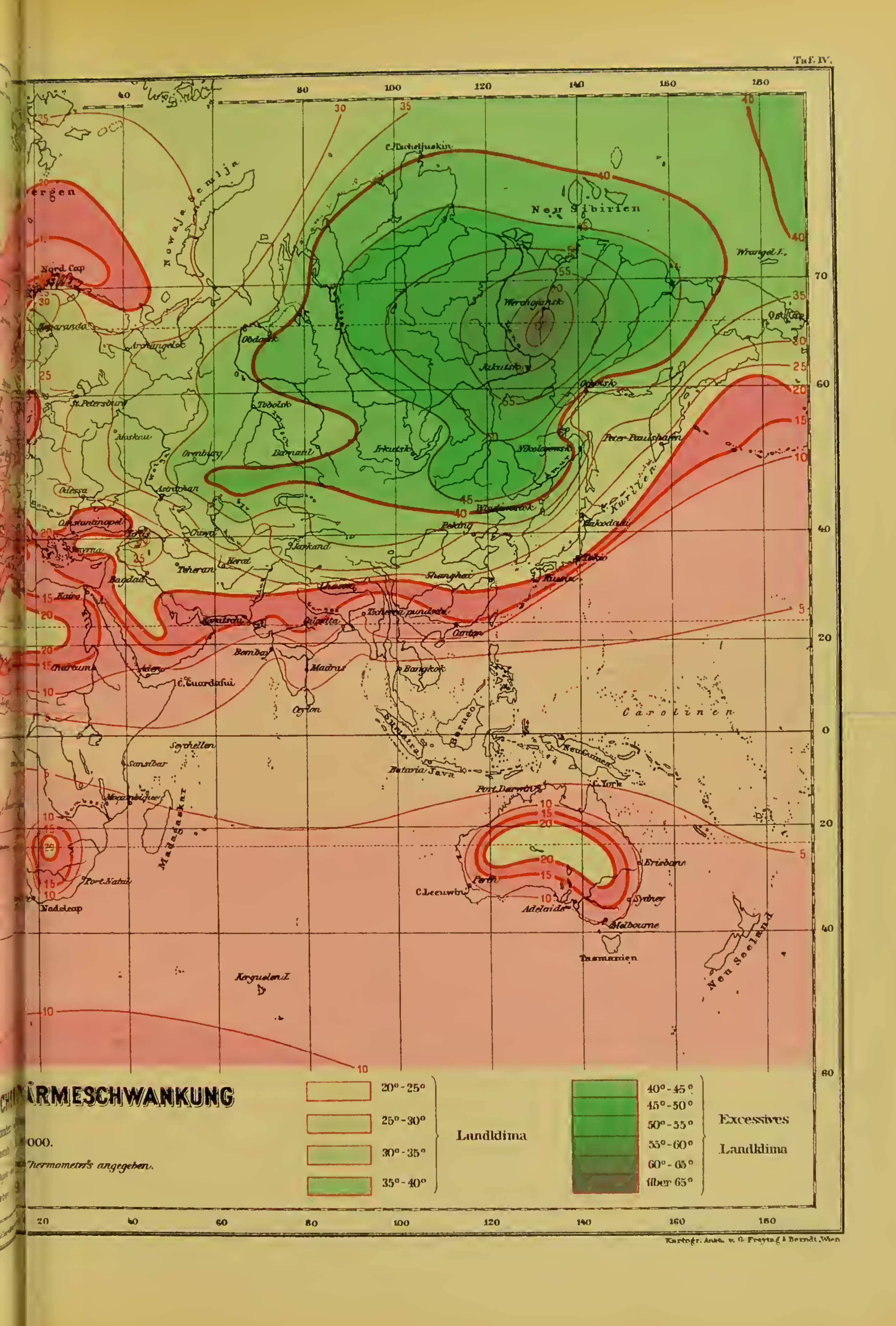
Äquatorialmaßstab 1 :

Die Temperatur ist in Graden des 100theiligen oder

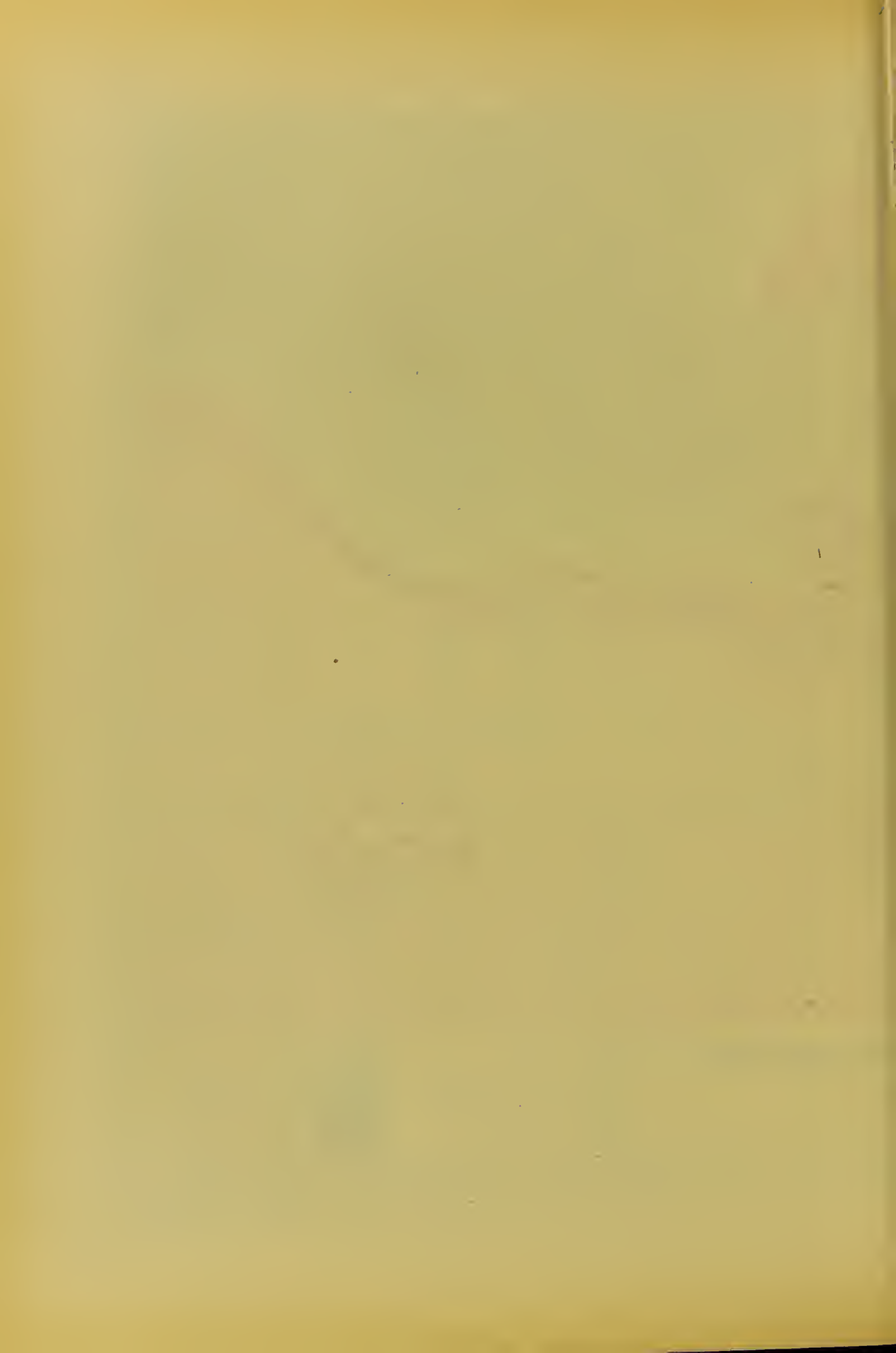
A. Hartleben's V

unter 5°	Äquatorial & Seeklima	
5° - 10°		
10° - 15°		
15° - 20°	Übergangsklima	

A. Hartleben's Verlag.



Taf. IV.
ÄRMESCHWANKUNG
000.
hermometers angegeben.
20°-25°
25°-30°
30°-35°
35°-40°
Landklima
40°-45°
45°-50°
50°-55°
55°-60°
60°-65°
über 65°
Excessives
Landklima
C. Tscheljuskin
Nowaja Semlja
Neu Sibirien
Wrangel I.
Nord Cap
Archangelsk
St. Petersburg
Moskau
Odessa
Konstantinopel
Smyrna
Kairo
Bagdad
Teheran
Herat
Chiwa
Orenburg
Astrachan
Obdorsk
Tobolsk
Barnaul
Irkutsk
Jakutsk
Werchojansk
Ochotsk
Nikolajewsk
Peter-Paulshafen
Kurilen
Wladiwostok
Peking
Hakodadi
Tokio
Shanghai
Jarkand
Lhassa
Tscherra pundschi
Kanton
Karatschi
Calcutta
Bombay
Madras
Bangkok
Ceylon
Aden
C. Guardafui
Chartum
Seychellen
Sansibar
Mocambique
Madagaskar
Port Natal
Nadelcap
Kerguelen I.
Sumatra
Borneo
Batavia
Java
Carolinen
Neu Guinea
Port Darwin
C. York
Brisbane
Perth
C. Leeuwin
Adelaide
Sydney
Melbourne
Tasmanien
Neu Seeland
Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien



nördlich vom 30. Parallel nur auf die Westküsten beschränkt, wogegen auch die Ostküsten wegen der bedeutenden Winterkälte Landklima haben. Auch in den höheren Breiten mit Ausnahme von Grönland und in den mittleren Breiten der Südhemisphäre ist die jährliche Schwankung an den Westküsten kleiner als an den östlichen, und dem gleichen Gesetze begegnen wir an den Gestaden der südeuropäischen Halbinseln und Vorderindiens. Das Landklima nimmt auf den Südcontinenten wegen ihrer niederen Breite nur ein verhältnismäßig kleines Areal ein, während es den weitaus größten Theil der nördlichen Festländer umfasst. Sehr bemerkenswert ist der Gegensatz zwischen der nördlichen continentalen und der südlichen oceanischen Erdhälfte; schon unter 40° nördl. Br. ist die Jahresschwankung durchschnittlich um 10·4° größer als auf dem entsprechenden südlichen Parallel, und die Differenz steigert sich mit der Annäherung an die Pole. Durch excessives Landklima ist die Umgebung der winterlichen Kältepole ausgezeichnet. Überall in der gemäßigten und kalten Zone erscheinen die Linien gleicher Variation abhängig von den Winterisothermen und im warmen Gürtel von den Sommerisothermen; sie verhalten sich also ebenso, wie die Curven gleicher Jahreswärme.

Eine eingehendere Betrachtung der Jahresisothermen zeigt, dass fast jeder Ort der Erde eine andere Temperatur besitzt, als ihm nach seiner Breitenlage zukommt. Die durchschnittliche Temperatur eines jeden Breitenkreises, seine *normale Temperatur*, zu bestimmen und so die Wärme festzustellen, welche einem jeden Orte nach seiner geographischen Breite zukommen sollte, bieten uns die Isothermen ein vortreffliches Mittel. Dann kann man auch untersuchen, wo auf den Parallelkreisen eine höhere Wärme als die normale und wo eine niedrigere herrscht. Die mittlere Temperatur jeden Breitengrades wurde schon von *Dove* 1852 ermittelt. Auf Grundlage der seither wesentlich verbesserten Isothermenkarte von *Hann* hat neuerdings *R. Spitaler* 1886 die mittlere Temperatur der Parallelkreise berechnet und folgende, von den Zahlen *Doves* wenig abweichende Werte für das Jahr und die extremen Monate Jänner und Juli gefunden:

Normale Temperatur der Parallelkreise
in Celsiusgraden.

Breitengrad	Jahr		Jänner		Juli	
	Nord	Süd	Nord	Süd	Nord	Süd
0	25·9	25·9	26·2	26·2	25·5	25·5
5	26·1	25·5	26·2	26·1	26·1	24·9
10	26·4	25·0	25·7	25·9	26·7	24·0
15	26·3	24·2	23·9	25·7	27·9	22·6
20	25·6	22·7	21·7	25·5	28·1	20·5
25	23·7	20·9	18·4	24·7	28·0	18·1
30	20·3	18·5	13·9	22·6	27·4	15·2
35	17·1	15·2	8·8	19·3	25·8	12·4
35	14·0	11·8	3·9	16·1	23·8	9·7
40	9·6	8·9	−2·3	12·5	20·8	6·7
45	5·6	5·9	−7·2	8·0	18·1	3·2
50	2·3	3·2	−10·9	4·6	15·7	−0·6
55	−0·8	0·2	−16·0	—	14·1	—
60	−1·3	—	−22·5	—	12·2	—
65	−9·9	−4·9	−25·5	—	7·3	—
70	−13·3	—	−29·1	—	4·0	—
75	−16·8	−8·4	−32·0	—	2·6	—
80	−20·0	−9·3	−36·9	—	2·1	—

Aus diesen Zahlen können nun nach Spitaler folgende Schlüsse gezogen werden: 1. Dass vom Äquator bis zum 45. Parallel die nördliche Hemisphäre wärmer ist als die südliche; am größten ist der Überschuss am 20. und 25. Parallel. Jenseits des 25. Breitengrades kehren sich die Verhältnisse um, die Temperaturen auf der Südhemisphäre erreichen für die höchsten Breiten sogar nahe 10° Überschuss über die der entsprechenden nördlichen Parallele. 2. Der wärmste Parallel ist nicht der Äquator, sondern der von 10° nördl. Br., selbst im Winter der nördlichen Hemisphäre fällt er noch etwas nördlich vom Äquator. 3. Die Wärmeabnahme vom Äquator gegen die Pole ist auf beiden Hemisphären ungleich schnell. Das erste Maximum der Abnahme tritt auf der nördlichen Hemisphäre zwischen 40 und 50° ein, auf der südlichen zwischen 35 und 40°. Das Hauptmaximum der Wärmeabnahme tritt auf beiden Hemisphären zwischen 65 und 70° ein. 4. Die nördliche Halbkugel hat ganz ungleich größere Wärmeschwankungen als die südliche, wie man leicht erkennt, wenn man die Differenzen für den wärmsten und kältesten Monat für alle Parallele beider Hemisphären bildet. 5. Das Mittel aus der Jänner- und Julitemperatur gibt schon nahe das Jahresmittel für die Parallele.

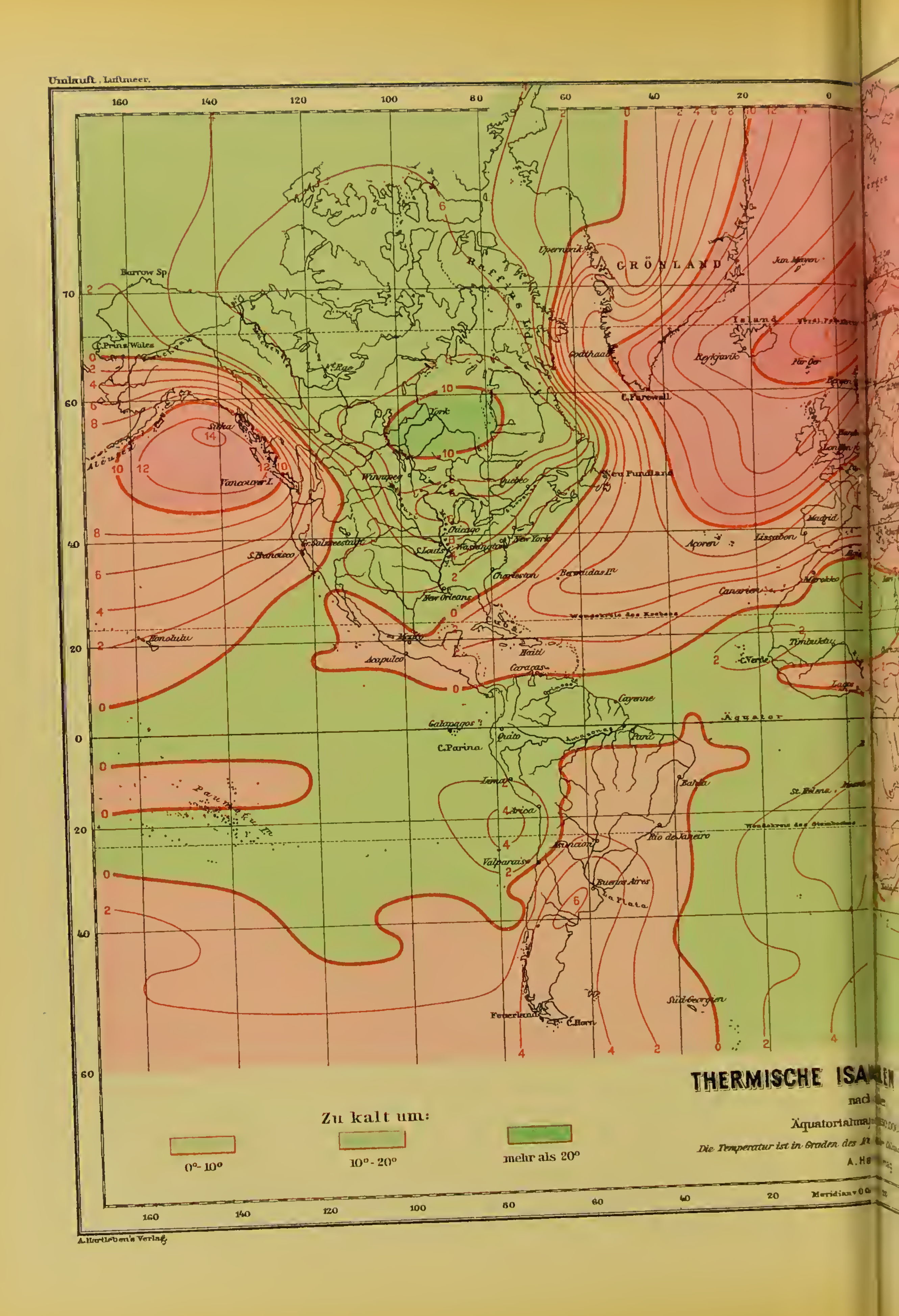
Dove hat zuerst untersucht, wie groß die Abweichung der Mitteltemperatur verschiedener Orte von der normalen Temperatur des Breitengrades ist, unter dem sie liegen. Diese Abweichung nannte er thermische Anomalie. Dieselbe ist positiv, wenn ein Ort relativ zu warm, negativ, wenn ein Ort relativ zu kalt ist. Die Orte gleicher Abweichung von der normalen Temperatur eines Breitengrades hat Dove durch Linien verbunden, die er Isanomalen, Linien gleicher Anomalie, nannte. Die Berechnung der normalen Temperatur der Parallelkreise führte R. Spitaler 1887 und 1889 auch zur Construction von thermischen Isanomalen des Jahres, des Jänner und Juli, welche von denen Doves wesentlich abweichen, zumal die Juli-Isanomalen. Unsere beiden Karten V und VI sind nach Spitaler bearbeitet.

Aus der Discussion Spitalers über seine Karten heben wir hier das Wesentlichste hervor. Schon ein erster Blick auf dieselben zeigt deutlich über den Continenten eine Wärmeanhäufung während des Sommers und eine Kälteablagerung während des Winters. Über den Meeren ist das Umgekehrte der Fall. Im Jahresmittel herrscht über Nordamerika und Asien der winterliche, über Europa, Südamerika und Australien der sommerliche Charakter vor. Sehr deutlich ist auch der Einfluss der warmen und kalten Meeresströmungen kenntlich, der sich unter der Mitwirkung der vorherrschenden Winde auch über Landgebiete bemerkbar macht. So ist beispielsweise Europa durch den Einfluss des Golfstromes und die Südwestwinde stets in positiver Anomalie. Das von Meeresströmungen unbeeinflusste centrale Asien hat im Winter ein Gebiet mit 24° negativer, im Sommer wiederum mit 6° positiver Anomalie, ist also im Sommer wärmer als unter derselben Breite gelegene Gegenden Europas.

Im Jänner baucht der Golfstrom die Isanomalen stark nach Nordosten aus und lässt seinen erwärmenden Einfluss in ganz Europa bis hoch hinauf in das nördliche Polarmeer und östlich bis an den Ural erkennen. Die Wärmeachse des Golfstromes zieht vom Golf von Mexiko kommend gegen Nordosten und streift bei England und Norwegen die Westküste Europas, das ganze Mittelmeer und fast ganz Europa mit positiver Wärmeanomalie überschattend. Zwischen Irland und der Nordwestküste von Norwegen liegt die Temperatur unter 65° und 70° nördl. Br. sogar 25° C. über der normalen des betreffenden Parallels.

Die Jännerkarte zeigt uns auf der Nordhemisphäre zwei ungemein kräftig ausgesprochene Wärmemaxima und zwei Minima. Dem großen Continentalmini-




Umlauft, Luftmeer.
THERMISCHE ISA
Zu kalt um:
0°-10°
10°-20°
mehr als 20°
Die Temperatur ist in Graden des
Grönland
Island
Baffins Bai
Upernivik
Godthaab
C. Farewell
Reykjavik
Jan Mayen
Barrow Sp.
C. Prinz Wales
Sitka
Vancouver I.
Winnipeg
York
Quebec
New Fundland
Chicago
New York
Washington
S. Louis
Charleston
Bermudas I.
New Orleans
S. Francisco
Honolulu
Acapulco
Haiti
Caracas
Cayenne
Galapagos
Quito
C. Parina
Amazonas
Pará
Bahia
Lima
Arica
Valparaiso
Rio de Janeiro
Buenos Aires
La Plata
Feuerland
C. Horn
Süd Georgien
Azoren
Lissabon
Madrid
Canarien
Marokko
C. Verde
Timbuktu
Lagos
St. Helena
Äquator
Meridian v. Gr.
A. Hartleben's Verlag.

…MEN DES JANUAR

…r.

…0,000.000.

…Celsius-Thermometers angegeben.

…lag.

Zu warm um:

0° - 10°	10° - 20°	mehr als 20°

Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



mum Asiens, wo bei Jakutsk und Werchojansk die Temperatur um 24° C. unter der normalen liegt, steht das atlantische Maximum, besonders gesteigert durch den Golfstrom, gegenüber mit einem Gebiet von 25° über der Normaltemperatur. Die Nulllinie (thermische Normale) durchzieht, von Franz Josefsland kommend, an der Nordostküste Nowaja Semljas vorüber Russland zum Schwarzen Meer, berührt die Küste von Kleinasien, biegt dann nach Nordafrika um, durchquert den Atlantischen Ocean hinüber zur Nordküste Südamerikas, umschließt, noch in den Stillen Ocean hinausragend, Centralamerika, um dann an der Ostküste Amerikas hinauf zu steigen und nach Durchquerung der Baffinsbai über Grönland gegen den Nordpol auszulaufen, beziehungsweise in unbekannten Polargegenden wieder in den Anfang einzumünden.

Das negative Anomaliegebiet von Nordamerika mit der innersten Curve von 10° am südlichen Becken der Hudsonsbai presst sich am Felsengebirge mit dem positiven Anomaliegebiet des nordpacifischen Oceans mit einem Maximum von 14° zwischen den Aleuten und dem Festlande zusammen.

Südlich vom Äquator ist infolge der geringeren Landbedeckung auch die Anomalie weit geringer. Das südamerikanische Maximumgebiet mit 6° im Mündungsterritorium des Colorado und Rio Negro wird durch das durch den kalten Perustrom verstärkte Minimum im Golf von Arica mit 4° nach Osten bis ins Meer hinausgedrängt, wo es in den Bereich der warmen brasilianischen Küstenströmung kommt und dort an das Minimum von 4° grenzt, welches St. Helena bis an die Küste Afrikas umlagert. Von ungefähr 10° nördl. Br. gegen Süden zu liegt ganz Afrika in positiver Wärmeanomalie mit einem Maximum von 7½° in der Wüste Kalahari. Das Meer zwischen Südafrika und Australien gegen den Südpol hin liegt infolge der kalten Strömungen aus den Südpolargegenden in negativer Temperaturanomalie. Australien, sowie die östlich und südöstlich davon gelegenen Meeresräume liegen wieder in positiver Anomalie mit einem Maximum von 10° im südaustralischen Seengebiete.

Im Juli ist auf der Nordhemisphäre der ganze Continent mit Ausnahme des nordöstlichen Nordamerika und der Südspitze Grönlands in positive Temperaturanomalie gehüllt. Der ganze Atlantische und Stille Ocean, sowie Centralamerika liegen in negativer Anomalie. Die Erwärmung der Continente und die Abkühlung der Meere im Juli ist nicht so groß, als die entgegengesetzte Wirkung im Jänner.

Das nordamerikanische positive Anomaliegebiet mit zwei Maxima von 6° in den westlichen Theilen der Union ist inselförmig in ein ausgedehntes negatives Anomaliegebiet eingebettet, mit einem Maximum von nicht ganz 10° in dem an Californien angrenzenden Theile des Stillen Oceans. In das Ochotskische und Japanische Meer drängen sich zwei Temperaturdepressionen von nahezu 5° ein. Die Erwärmung Asiens und Europas während des Juli hat einen wenig auffallenden Charakter. Die Curve von 4° umschließt inselförmige Räume mit wenige Grade höheren Temperaturen im Nordosten, im turanischen Tiefland, in Mesopotamien und in der syrischen Wüste, welch letzteren aber der Indische Ocean nördlich vom 10. Breitenkreise mit einem schwachen negativen Anomaliegebiet gegenübersteht. Nordafrika liegt in positiver Anomalie mit einer innersten Curve von 8° im nördlichen Theile der Sahara. Der Stille Ocean ist im allgemeinen nördlich vom Äquator zu kalt, südlich davon zu warm. Die peruanische Küstenströmung und die südatlantische Strömung, welche die Südwestküste Afrikas bespült, hält die betreffenden Meerestheile, sowie die angrenzenden östlichen Landtheile Südamerikas und Afrikas in negativer Anomalie. Australien liegt im Juli mit Ausschluss der Nord-

westküste in negativer Temperaturanomalie, ebenso das südlich und südwestlich davon gelegene Meer, in welchem sich im Juli bereits das südliche Treibeis und kalte Südpolarströmungen finden.

Noch erübrigt uns, auf die Wärmeverhältnisse des Meeres und des Erdbodens unseren Blick zu lenken, welche, wie wir wissen, für die Erwärmung der Luft von so großer Bedeutung sind.

Die Temperatur des Meeres an der Oberfläche wird mittels eines gewöhnlichen Thermometers gemessen, doch muss man darauf achthaben, dass die Angabe des Thermometers durch die Lufttemperatur nicht beeinflusst wird. Wie die Luft zeigt auch die Meeresoberfläche tägliche und jährliche Schwankungen der Temperatur, nur in viel geringerem Maße. Die tägliche Wärmeänderung ist außerordentlich klein; auf dem offenen Meere beträgt sie nur etliche Zehntelgrade, bloß in der Nähe der Küsten und an seichten Stellen kommt sie einigermaßen zur Geltung. Das Minimum tritt nach Sonnenaufgang ein, das Maximum einige Stunden nach Mittag. Auch die jährliche Schwankung der Meerestemperatur ist gering und bleibt an demselben Orte immer hinter der Amplitude der Lufttemperatur zurück. Der Eintritt der Extreme der Meerestemperatur verspätet sich gegenüber der Luftwärme um einen vollen Monat und darüber. Auf der Nordhemisphäre ist die Meeresoberfläche im Februar am kältesten und im August am wärmsten; das Umgekehrte findet auf der südlichen Hemisphäre statt. Der Atlantische Ocean hat beispielsweise unter 35° nördl. Br. und 0 bis 50° westl. L. im Februar eine Oberflächentemperatur von 16·7°, im August von 24·0°, die Jahresschwankung beträgt somit 7·3° C. In seichten und eingeschlossenen Meerestheilen ist letztere beträchtlich größer und steigt z. B. im Skagerrak bis über 15°.

Die Ursachen dieses Wärmeganges sind uns bereits bekannt (vgl. S. 52). Aber auch die Strömungen des Meeres üben auf die jährliche Wärmeschwankung desselben einen großen Einfluss aus, so dass die mittlere Temperatur der Meeresoberfläche namentlich in höheren Breiten in hohem Maße durch die Meeresströmungen bedingt und daher sehr unregelmäßig vertheilt ist.

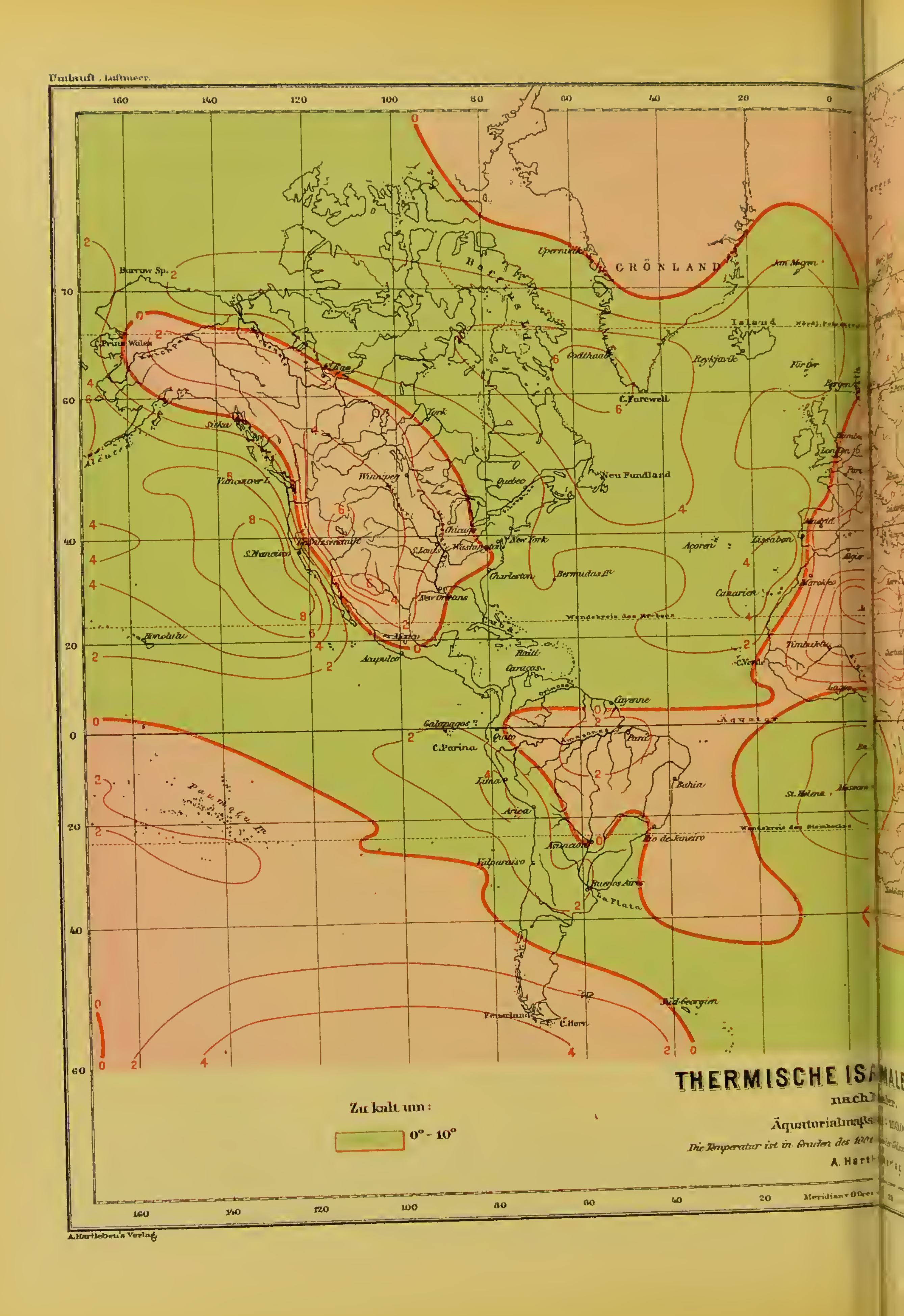
Unsere Kenntnis von der allgemeinen Wärmevertheilung über die großen Oceane ist noch sehr mangelhaft. Dennoch hat man versucht, einen Überblick über diese Verhältnisse zu gewinnen und ist derzeit zu folgenden Resultaten gekommen:

Durchschnittliche Temperatur der Oceane.

Breite		Atlantischer Ocean Celsiusgrade	Großer Ocean Celsiusgrade	Indischer Ocean Celsiusgrade
60—50	Nord	10·9	—	—
50—40	"	14·2	11·7	—
40—30	"	19·4	17·4	—
30—20	"	23·9	22·7	—
20—10	"	25·4	26·7	27·3
10—0	"	26·9	26·9	28·0
0—10	Süd	25·2	25·6	27·0
10—20	"	22·8	24·3	26·6
20—30	"	20·8	21·9	22·4
30—40	"	16·8	16·5	16·8
40—50	"	10·7	10·9	10·0
50—60	"	3·9	(7·2)	3·0

Auf Grund dieser Ergebnisse hat man auch Isothermen der Meeresoberfläche construiert, wie sie unsere Karten VII und VIII nach Berghaus zur Darstellung bringen. Diese beiden Karten geben eine Übersicht von der Vertheilung der Wärme über die Oberfläche der Oceane im Februar und August, als dem




THERMISCHE ISANOMALEN
Äquatorialmaßstab
Die Temperatur ist in Graden des 100t
Zu kalt um:
0° - 10°
GRÖNLAND
Island
Barrow Sp.
C. Prinz Wales
Sitka
Vancouver I.
Winnipeg
Quebec
Chicago
New York
Washington
S. Louis
S. Francisco
New Orleans
Charleston
Bermudas I.
Neu Fundland
C. Farewell
Godthaab
Upernivik
Reykjavik
Jan Mayen
Azoren
Lissabon
Madrid
Canarien
Marokko
Timbuktu
C. Verde
Honolulu
Acapulco
Mexico
Haiti
Caracas
Cayenne
Galapagos
Quito
C. Parina
Para
Bahia
Lima
Arica
St. Helena
Asuncion
Rio de Janeiro
Valparaiso
Buenos Aires
La Plata
Süd-Georgien
C. Horn
Äquator
Wendekreis des Krebses
Wendekreis des Steinbocks
Meridian v. Greenw.



Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



kältesten und wärmsten Monat. Die Winter- und die Sommerisothermen haben so ziemlich den gleichen Verlauf. Sie zeigen eine gewisse Übereinstimmung mit den Luftisothermen; gleich diesen sind sie im Atlantischen Ocean am meisten gekrümmt, und zwar nach Norden ausgebuchtet; am meisten stimmen sie mit den Parallelen überein im südlichen Theile des Indischen Oceans und im nordpacifischen Meere. Auffällig ist der Gegensatz zwischen den West- und Ostgestaden der Oceane; derselbe wird durch die warmen und kalten Meeresströmungen verursacht, welche in niedrigen Breiten die Westküsten abkühlen und die Ostküsten erwärmen, in höheren Breiten dagegen die Westküsten erwärmen und die Ostküsten abkühlen.

Im Februar erstreckt sich eine zusammenhängende breite Zone mit der hohen Temperatur von 28 bis 30° C. von der Ostküste Afrikas durch den Indischen und Großen Ocean bis zu den Niedrigen Inseln. Im östlichen Theile des Pacific liegt ein nahezu ebenso warmes Gebiet vor der Küste Centralamerikas, im Atlantischen Ocean eine kleine Fläche mit 28° vor der Küste Brasiliens und eine zweite größere mit 30° im Busen von Guinea. Im nordatlantischen Ocean laufen die an der amerikanischen Küste dicht gedrängten Isothermen gegen Europa und Afrika strahlenförmig auseinander, wobei die 0°-Isotherme am steilsten nach Nordost ansteigt; im südlichen Theile des Atlantic behalten sie gleiche Distanzen untereinander; die Isothermen von 25° und 20° erscheinen aber gegen Afrika hin stärker gefaltet. Der nordpacifische Ocean zeigt einen im allgemeinen westöstlichen Verlauf der Isothermen; die von 20 und 25° fallen an der asiatischen Küste stark nach Südwest ab, während sie sich an der nordamerikanischen Küste nach Nordost wenden. Im südpacifischen Ocean ist der Verlauf der 25°-Isotherme ein höchst auffällig gezackter und unregelmäßiger. Endlich im südlichen Theile des Indischen Oceans sehen wir die Isothermen mit den Parallelen im allgemeinen übereinstimmen; im nördlichen Theile erscheint die 25°-Isotherme durch die Halbinsel Vorderindien in zwei Stücke getrennt.

Der August zeigt zunächst eine Verschiebung aller Isothermen der Meeresoberfläche nach Nord. Die heißeste Zone mit mindestens 28° C. hat sich von Afrikas Ostküste zurückgezogen; sie erstreckt sich in der Westhälfte des Großen Oceans nordwärts bis über den Wendekreis des Krebses, erreicht aber gegen Osten nicht mehr wie im Februar die Niedrigen Inseln. Getrennte Gebiete mit gleicher Temperatur liegen vor der Westküste Centralamerikas, sowie an der Ostseite Amerikas, hier bis tief in den Atlantischen Ocean hineinreichend. Im übrigen zeigen die Isothermen des August einen ähnlichen Verlauf wie die des Februar. Auffällig sind aber die starken Biegungen der beiden 25°-Isothermen. Die 0°-Isotherme begleitet den nördlichen Theil der Ostküste Grönlands; an der Ostseite Spitzbergens wendet sie sich nach Süden, um dann ostwärts zu verlaufen; in der Baffinsbai umschließt dieselbe eine Kälteinsel.

Die tiefsten beobachteten Temperaturen der Meeresoberfläche liegen nicht viel unter 0°; doch genügt diese Temperaturerniedrigung zur Bildung von Eis in großartigstem Maße. Süßwasser gefriert bei 0° und hat seine größte Dichtigkeit bei + 4° C., also über seinem Gefrierpunkt. Anders beim salzigen Meerwasser, welches erst bei — 2° bis — 3° C. gefriert und mit der fortschreitenden Abkühlung bis zum Gefrieren an Dichte zunimmt. Man hat bisher angenommen, dass sich beim Gefrieren das Salz ausscheidet und das schmelzende Meereis süßes Wasser ergibt. Neuere Untersuchungen aber haben gezeigt, dass das Meereis immer auch etwas Salz enthält, so dass das Schmelzwasser desselben nicht trinkbar ist. Nur altes, ausgewittertes Meereis liefert trinkbares Wasser. Da das specifische Gewicht des Eises geringer als das des Wassers ist (nur 0·917), so schwimmen die Eis-

massen verschiedenster Form und Größe in dem schwereren Seewasser, wobei ein Neuntel bis ein Zehntel des Volumens über die Meeresoberfläche emporragt. Das in den Polarmeeren vorkommende Eis ist vorwiegend Salzwassereis, durch das Gefrieren des Meeres entstanden. Durch Stürme losgerissen, liefert es die Eisfelder oder das Packeis, welches in ungeheuren Massen, namentlich im Sommer, nach niedrigen Breiten hinabtreibt. Letzteres ist keineswegs eben; infolge von Pressungen ist es ein beständig sich bewegender und umformender Trümmerhaufen aus altem und jungem Eis, dessen Oberfläche noch dazu durch Schneestürme fortwährend verändert wird.

Die sogenannten Eisberge dagegen bestehen aus Süßwassereis und entstammen den Gletschern in den arktischen und antarktischen Gebieten. Dort reichen



Treibeis beim Cap Neale auf Franz Josefsland.

die Gletscher bis zum Meere herab; ihre vorrückenden unteren Enden werden durch den Auftrieb des Wassers von Zeit zu Zeit abgebrochen und schwimmen als Eisberge ins Meer hinaus. So stellt sich das sogenannte Treibeis entweder als Packeis oder als Eisberge dar. Die durchschnittlichen Grenzen des Treibeises auf der Südhemisphäre sind 40° Breite im Atlantischen Ocean, 45° im Indischen und 50° im Großen Ocean. Im nördlichen Theile des Atlantic geht die Treibeisgrenze auf der amerikanischen Seite bis zum 40. Breitengrad herab, während die europäischen Gestade wegen des nach Nordosten fließenden Golfstromes bis über das Nordcap hinaus gänzlich frei von Treibeis bleiben; erst in der Gegend der Bäreninsel und nördlich vom 75. Parallel ist solches anzutreffen. Der nördliche Theil des Pacific hat kein Treibeis arktischen Ursprunges; die Beringsstraße, welche ihn



TEMPERATUREN DER

nac

Äquatorial

0°-5° | 5°-10° | 10°-15° | 15°-20°
20°-25° | 25°-30° | 30°-35° | 35°-40° | unter 40°

Die Temperatur ist in Graden de

160 140 120 100 80 60 40 20 0

70 60 40 20 0 20 40 60

GRÖNLAND
Baffins B.
Upernivik
Godthaab
C. Farewell
Island
Reykjavik
Jan Mayen
Färöer
Bergen
London
Madrid
Lissabon
Azoren
Marokko
Canarien
Wendekreis des Krebses
Timbuktu
C. Verde
Lagos
Äquator
St. Helena
Wendekreis des Steinbocks
Barrow Sp.
C. Prinz Wales
Kwichpak
Ft. Rae
Sitka
Aleuten
Vancouver I.
Winnipeg
York
Quebec
New Fundland
Chicago
St. Louis
Washington
New York
S. Francisco
Gr. Salzseestadt
Charleston
Bermudas I.n
New Orleans
Honolulu
Mexico
Acapulco
Haiti
Caracas
Cayenne
Galapagos
C. Parina
Quito
Amazonas
Pará
Lima
Bahia
Arica
Paumotu I.
Rio de Janeiro
Asuncion
Valparaiso
Buenos Aires
La Plata
Süd-Georgien
Feuerland
C. Horn

Meridian v. Gr.

A. Hartleben's Verlag.

…ESOBERFLÄCHE IM FEBRUAR

…. Berghaus.

… – 1 : 150,000,000.

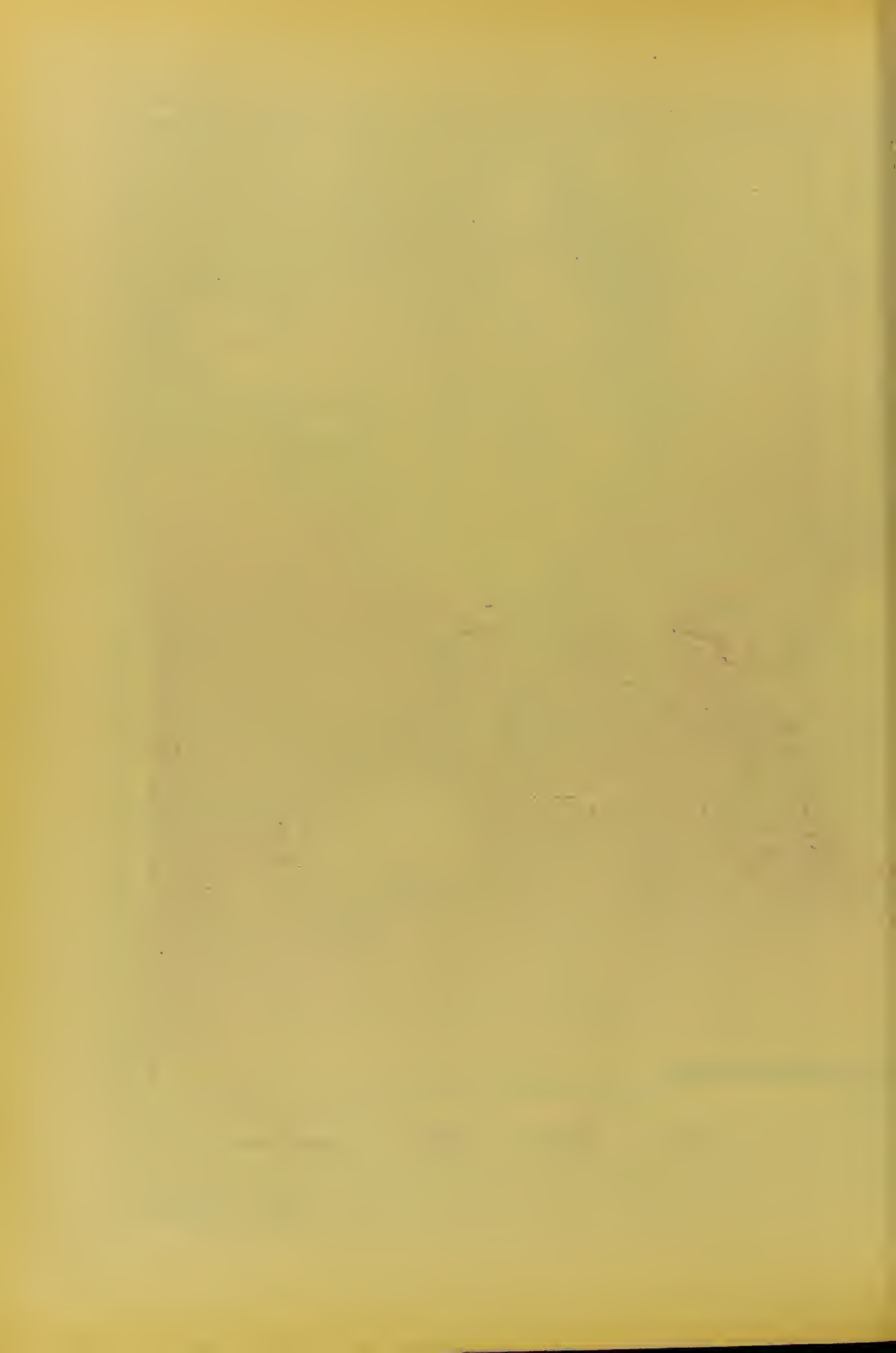
…n oder Celsius-Thermometers angegeben.

…n's Verlag.

0°–5°	5°–10°	10°–15°	15°–20°
20°–25°	25°–30°	über 30°	

Nord Cap · Archangelsk · St. Petersburg · Moskau · Odessa · Constantinopel · Smyrna · Kairo · Bagdad · Teheran · Herat · Orenburg · Astrachan · Obdorsk · Tobolsk · Barnaul · Irkutsk · Jakutsk · Werchojansk · Ochotsk · Nikolajewsk · Peter-Paulshafen · Wladiwostok · Hakodadi · Tokio · Peking · Shanghai · Canton · Lhassa · Jarkand · Kuratschi · Bombay · Madras · Calcutta · Bangkok · Ceylon · Aden · C. Guardafui · Chartum · Sansibar · Seychellen · Mocambique · Madagaskar · Port Natal · Kapstadt · Kerguelen I. · Sumatra · Borneo · Batavia · Java · Neu Guinea · Carolinen · Port Darwin · C. York · Brisbane · Sydney · Melbourne · Adelaide · Perth · C. Leeuwin · Tasmanien · Neu Seeland · Neu Sibirien · Nowaja Semlja · C. Tscheljuskin · Wrangel I. · Ost Cap

Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien



mit dem Polarmeer verbindet, ist zu seicht und wird größtentheils von einer nach Norden gehenden wärmeren Strömung eingenommen.

Von dem Gange der Temperatur auf der Oberfläche des Meeres unterscheiden sich die Wärmeverhältnisse in den Tiefen desselben wesentlich. Zur Messung der Temperatur in der Meerestiefe bedient man sich eigens zu diesem Zwecke construierter Tiefseethermometer. Das gebräuchlichste derselben ist das von Miller-Casella (S. 84). Dieses ist im Princip ein selbstregistrierendes Maximum- und Minimumthermometer, welches durch zwei Schwimmer die höchste und die niedrigste Temperatur, denen der Apparat während seines Verweilens im Meere ausgesetzt war, nachweist. Um das Instrument vor dem gewaltigen Wasserdrucke in großen Tiefen zu schützen, ist es von einer starken Glashülle umgeben; der Zwischenraum zwischen



Rieseneisberg im Atlantischen Ocean.

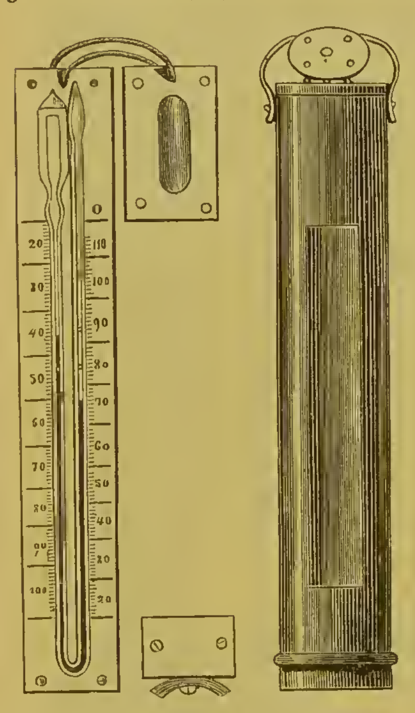
dieser und dem inneren Gefäß ist zum Theil mit Alkohol oder auch mit Quecksilber gefüllt. Ein Hauptmangel dieses Thermometers besteht aber darin, dass es nur die Maxima und Minima der gemessenen Wassertemperaturen registriert, nicht aber imstande ist, die Wärmegrade richtig anzuzeigen, wenn zwei oder mehrere Wasserschichten von verschiedener Temperatur übereinander gelagert sind. In solchen Fällen gelangen die in neuerer Zeit von Negretti und Zambra in London angefertigten Tiefseethermometer mit Erfolg zur Anwendung.

Wie in der Lufthülle der Erde die Temperatur mit der Höhe abnimmt, so in der Wasserhülle mit der Tiefe. Während aber die Atmosphäre hauptsächlich von unten erwärmt wird, empfängt das Wasser seine Wärme von oben; daher gestaltet sich die Temperaturvertheilung in einer Wassersäule wesentlich anders als in einer

Luftsäule von gleicher Höhe. Unsere tieferen Süßwasserseen, z. B. die der Alpen, werden im Sommer nur an ihrer Oberfläche stark erwärmt, so der Wörthersee bei Klagenfurt bis 22°, der Gardasee selbst bis 30° C. Aber die Sommerwärme dringt nicht tief ein; die Temperatur nimmt mit der Tiefe ab, anfangs rasch, dann langsam, bis die mehr oder minder mächtige Schicht mit einer constanten Temperatur von etwa 4° C. erreicht ist, bei welcher bekanntlich das Süßwasser seine größte Dichte hat. Doch kommen auch noch niedrigere Temperaturen vor. F. Pfaff constatierte Mitte August 1880 im Achensee in Tirol folgende Temperaturen:

Tiefe	0 *m*	60 *m*	120 *m* (Grund)
Temperatur . . .	14·4° C.	3·5° C.	2·5° C.

Die Winterkälte dringt viel tiefer ein, weil die obere, durch Abkühlung schwerer gewordene Schicht untersinkt, um wärmeren Tiefenschichten Platz zu machen. Das Eindringen der Kälte kann bis zu 110 *m* Tiefe reichen, in größeren Tiefen kann man daher wieder eine Temperaturzunahme beobachten. Zur Bildung von Grundeis aber kommt es nicht, weil die dichtesten Wasserschichten von 4° C. am Grunde des Sees ruhen. F. A. Forel fand im Zürichersee am 25. Jänner 1880 folgende Temperaturvertheilung:



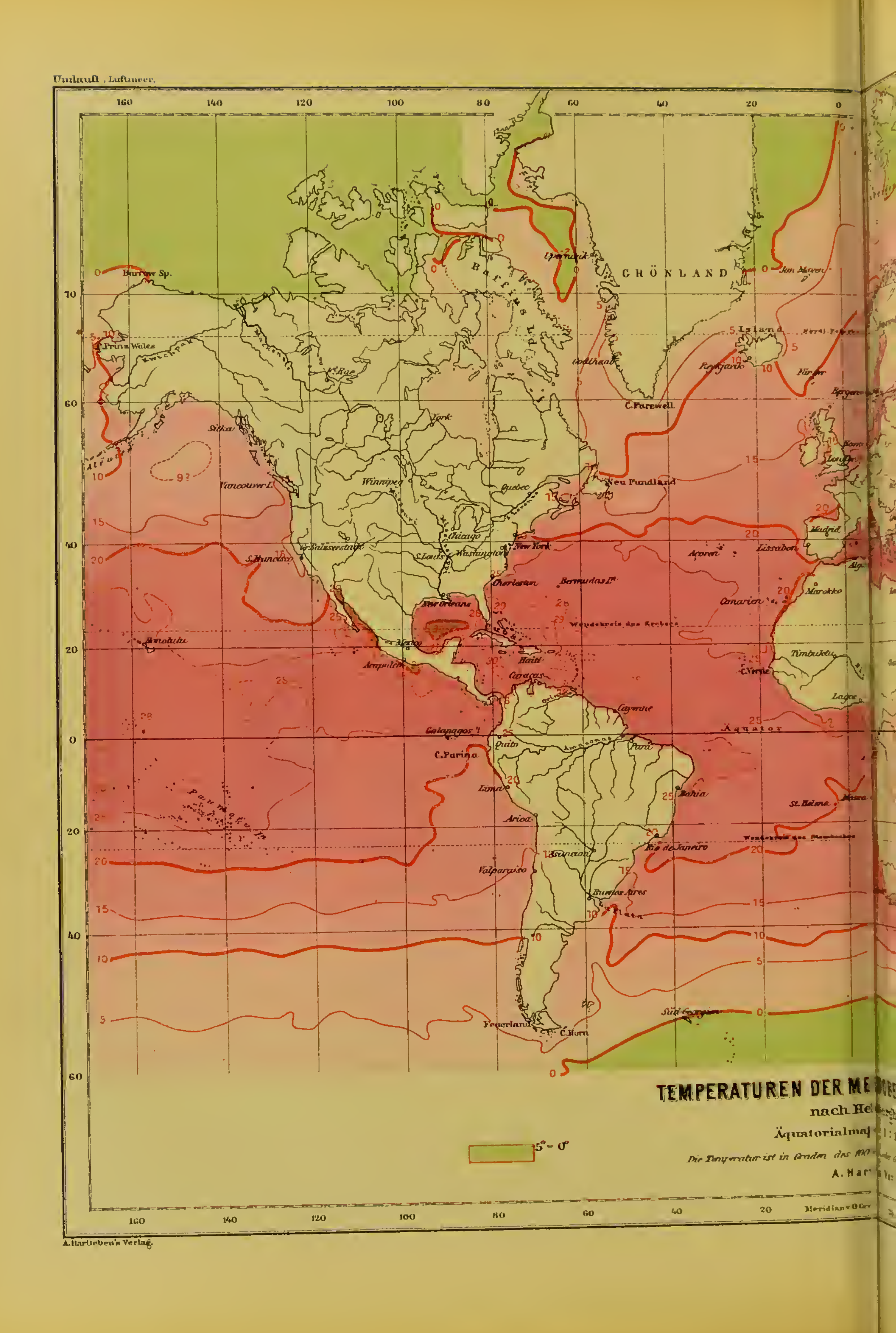
Selbstregistrierendes Tiefseethermometer von Miller-Casella.

Tiefe	0 *m*	20 *m*	40 *m*	60 *m*
Temperatur .	0·2° C.	2·9° C.	3·5° C.	3·7° C.
Tiefe	80 *m*	100 *m*	120 *m*	133 *m* (Grund)
Temperatur .	3·8° C.	3·9° C.	4·0° C.	4·0° C.

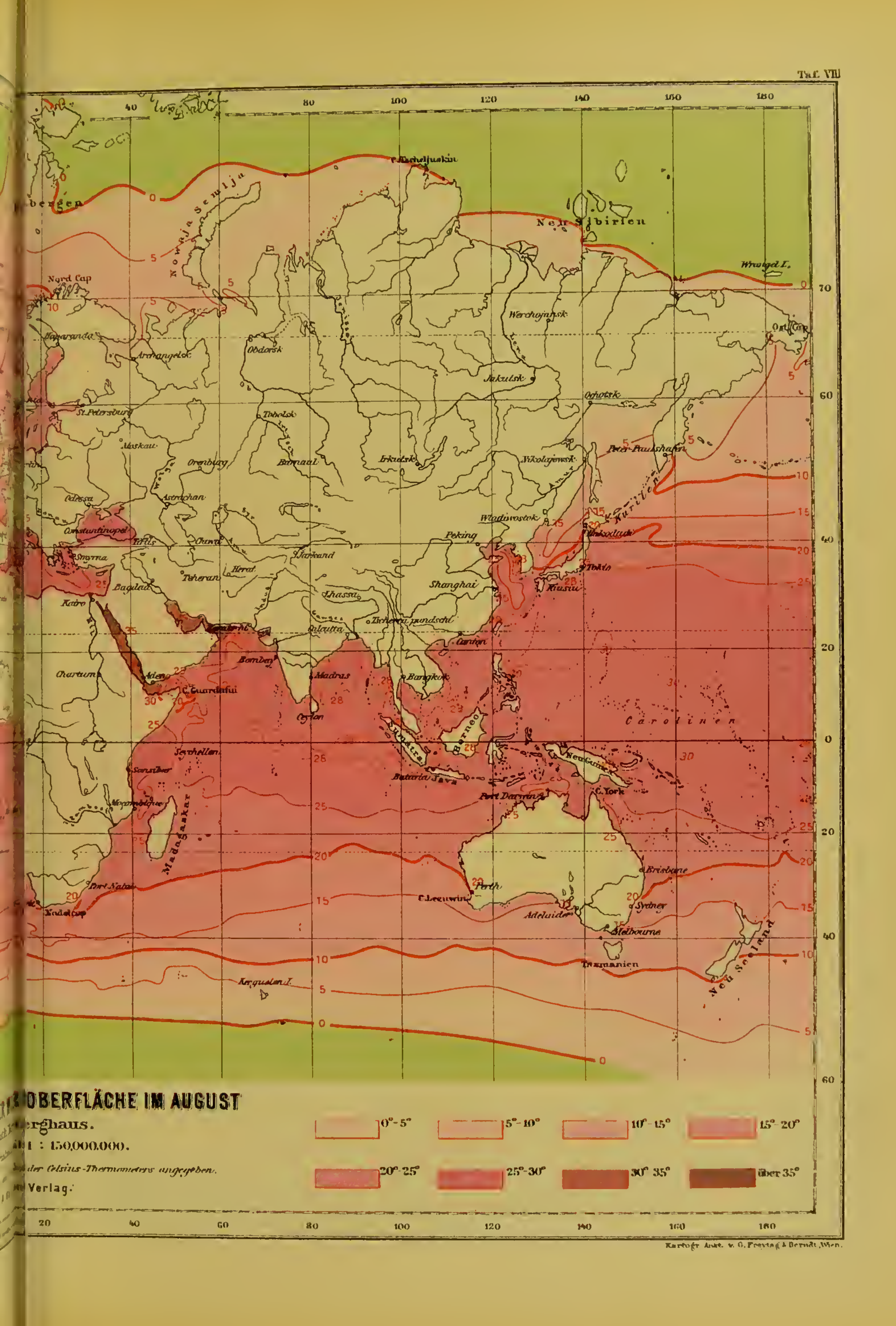
Die Temperaturverhältnisse in den Tiefen des Meeres gestalten sich etwas anders. Um einen Einblick in dieselben zu gewinnen, werden die sogenannten Reihentemperaturen genommen von 1500 Faden (2745 *m*), unterhalb welcher Tiefe die Temperatur bis zum Boden sich nur wenig ändert, an aufwärts von 100 zu 100 oder von 50 zu 50 Faden (à 1·828 *m*). Aus der Vergleichung solcher Reihentemperaturen, welche an verschiedenen Stellen des Meeres genommen sind, ist man imstande, gewisse Schlüsse auf die Temperaturvertheilung in den Oceanen sowohl in verticaler als in horizontaler Richtung zu ziehen. Die wichtigsten derselben lassen sich nach G. v. Boguslawski in folgenden Sätzen zusammenfassen:

Die Temperatur des Meerwassers nimmt im allgemeinen von der Oberfläche bis zum Boden hin ab, zuerst rascher, dann langsamer bis zu einer Tiefe von etwa 730 bis 1100 *m* (400 bis 600 Faden), wo die Temperatur nicht nur in der gemäßigten Zone, sondern auch in den tropischen Theilen der Oceane in größeren Tiefen bis 5500 *m* (etwa 3000 Faden) im allgemeinen zwischen 0° und + 2° beträgt, während sie in den Polargebieten bis unter — 2·5° herabsinkt. Die Temperatur jedes Theiles des Meeresbodens und der über ihm liegenden mehr oder weniger mächtigen Wasserschicht, welcher mit einem der beiden Polarmeere in freier Verbindung steht, ist niedriger als diejenige, welche ihm nach der mittleren niedrigsten Wintertemperatur an der Oberfläche zukäme, und ist nur wenig höher als die des Meeresbodens in den Polarmeeren. Die allgemeine Erniedrigung der Temperatur

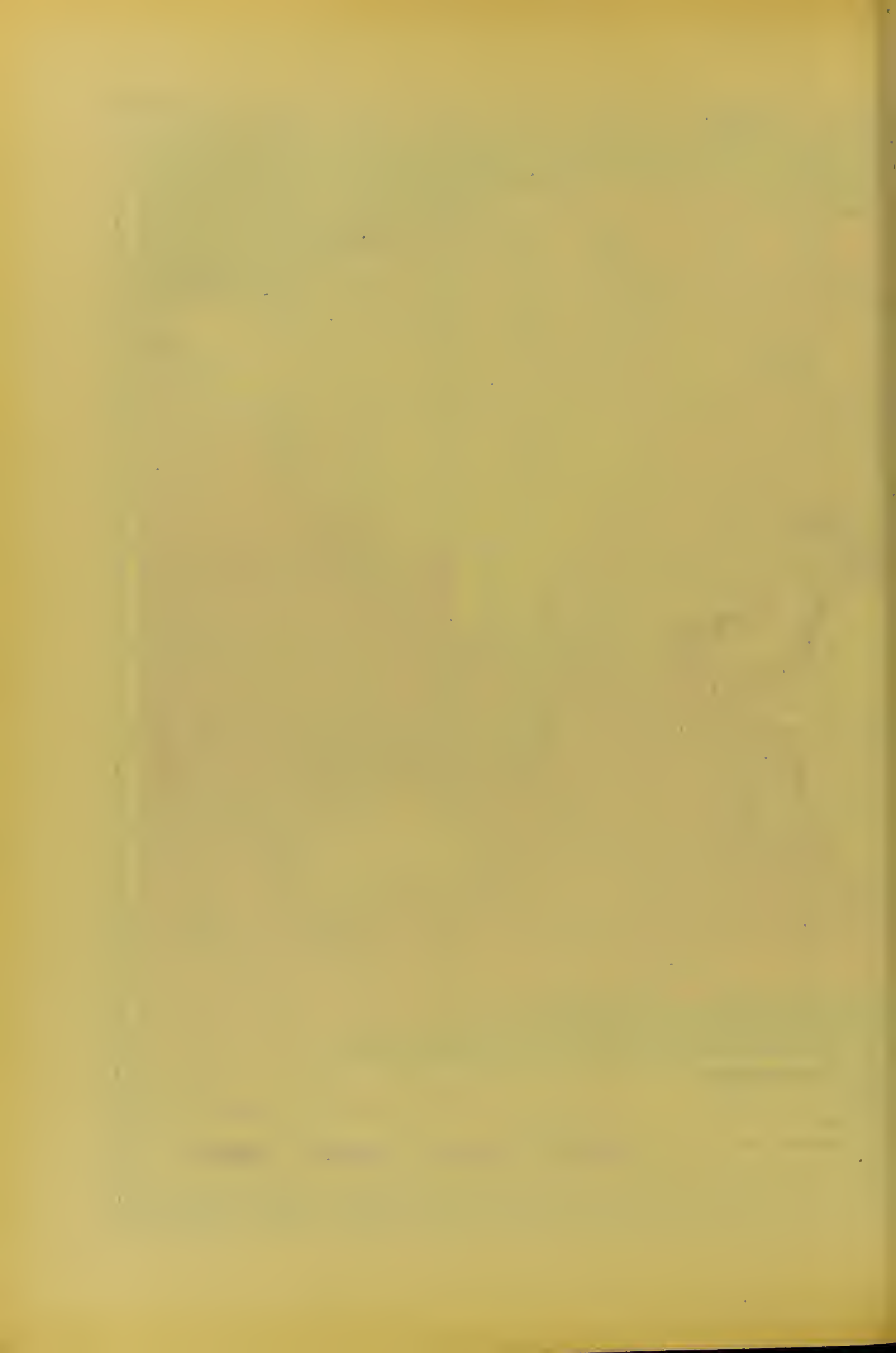




A. Hartleben's Verlag.



Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



des Bodens und der größeren Tiefen des Meeres kann nicht von den, vergleichsweise wenig mächtigen, kalten Polar-Oberflächenströmen herrühren, welche aus den Polarmeeren als Ersatz für die durch Driftströme aus anderen Breiten in diese hineingedrängten Wassermassen nach dem Äquator zu fließen, sondern von einer mächtigen, aber langsamen Wasserbewegung der gesammten unteren Meeresschichten von den Polen nach dem Äquator zu, deren Mächtigkeit vom Boden aufwärts gegen 3660 *m* beträgt, wobei das kalte Bodenwasser in niedrigen Breiten und unter dem Äquator selbst bis nahe an die Oberfläche empordringt. Je größer und freier die Verbindung mit den Polarmeeren ist, desto niedriger sind an diesen Stellen die Tiefen- und Bodentemperaturen. Letztere sind deshalb in dem Stillen und Indischen Ocean in den entsprechenden Breiten und Tiefen im ganzen genommen niedriger als im Atlantischen Ocean, weil jene mit dem südlichen Polarmeer in freierer Communication stehen als dieser, und ebenso sind die südlichen Theile der Oceane kälter als die nördlichen, weil die Verbindung mit dem Nordpolarmeere viel weniger frei, als mit dem Südpolarmeere, oder, wie bei dem Indischen Ocean, gar nicht vorhanden ist. Die Bodentemperatur des Meerwassers in den Polarmeeren beträgt -2° bis -3°, in der Nähe derselben 0° bis $-1{\cdot}5^{\circ}$, in den mittleren und niederen nördlichen Breiten in einer Tiefe von etwa 3650 bis 5500 *m* $+1^{\circ}$ bis $+2^{\circ}$, unter dem Äquator und in südlichen Breiten dagegen ist sie an vielen Stellen niedriger, nämlich nur wenig über 0°, an manchen Stellen sogar unter 0°.

Durch locale, physisch-geographische Zustände und Bodengestaltungen des Meeresgrundes bedingt, zeigen sich in gewissen Theilen der Oceane Erscheinungen, welche von den in den obigen allgemeinen Sätzen dargelegten abweichen.

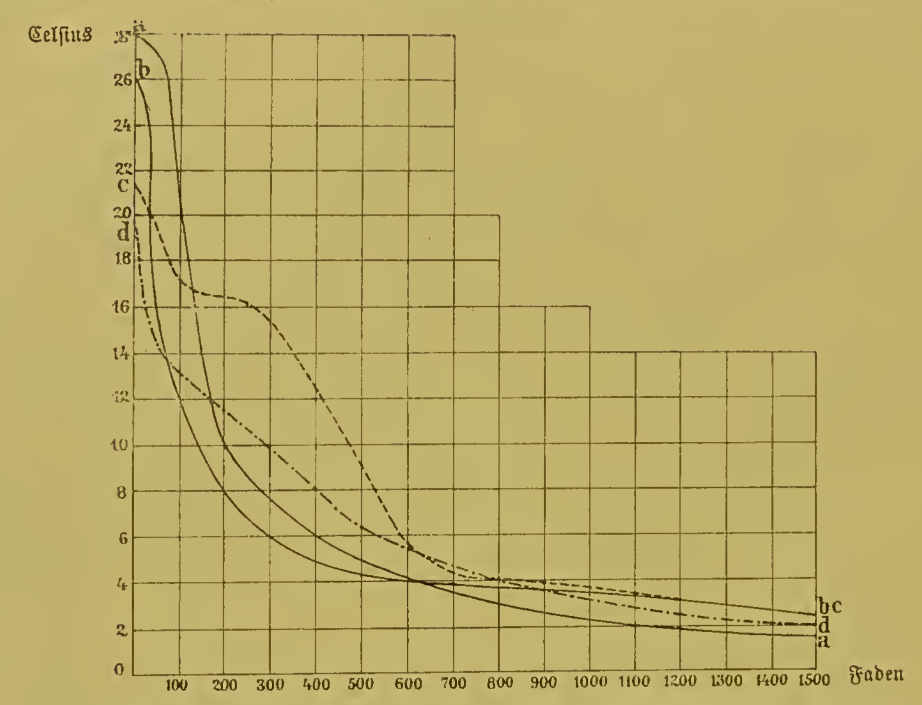
In den Polarmeeren und an den Küsten derselben kann zuweilen die Temperatur an der Oberfläche und in geringen Tiefen unterhalb derselben niedriger sein als in tieferen Schichten, oder es befindet sich eine kältere Wasserschicht zwischen zwei oberen und unteren wärmeren. So maß z. B. H. Mohn im Norwegischen Nordmeer unter 70° 9′ nördl. Br. und 23° 4′ östl. L. am 21. Juni 1877 folgende Temperaturen:

Tiefe . . .	0 *m*	18 *m*	37 *m*	73 *m*	110 *m*	146 *m*	183 *m*	201 *m*	219 *m*	274 *m*	411 *m*
Temperatur	11·6° C.	7·4° C.	5·5° C.	4·9° C.	3·7° C.	2·9° C.	2·6° C.	2·8° C.	3·7° C.	4·0° C.	4·0° C.

In tieferen Binnenmeeren, welche, wie z. B. das Mittelländische Meer, durch eine unterseeische Wasserscheide von der Verbindung mit dem offenen Ocean abgeschlossen sind, nehmen die Wassertemperaturen zwar auch von der Oberfläche bis zu der Tiefe der Wasserscheide ab, bleiben aber von dieser Tiefe abwärts bis zum Boden hin gleichförmig, und zwar sind sie gleich den durchschnittlichen niedrigsten Wintertemperaturen der betreffenden Meere, wie z. B. in dem Mittelländischen Meer, in dem heißen Rothen und in dem kalten Ochotskischen Meere. So beobachtete Capitän Puller im Rothen Meere bei einer Oberflächentemperatur von 26 bis 30° im März und April in 400 Faden (731 *m*) eine Temperatur von 21·7° und in 680 Faden (1243 *m*) 21·4°, also eine constante Temperatur, welche der Wintertemperatur dieser Gegenden nahekommt; denn Nares fand im Golf von Suez die Temperatur im Februar gleichmäßig von der Oberfläche bis 450 Faden (823 *m*) zu 21·7° C.

Der westliche Theil des Stillen Oceans und der ostindische Archipel zeigen in dem von einer bestimmten Tiefe ab von der Verbindung mit dem sie rings umgebenden Ocean durch unterseeische Riffe oder Bergzüge abgeschlossenen Meeresbecken die eigenthümliche Erscheinung, dass in ihnen von dieser Tiefe ab bis zum Meeresboden dieselbe Temperatur sich vorfindet, welche gleich ist der in derselben Tiefe angetroffenen Temperatur des offenen Oceans.

Die unten folgende Zeichnung zeigt nach Hann den Gang der Wärmeabnahme mit der Tiefe in verschiedenen Theilen des Großen, Atlantischen und Indischen Oceans. Es liegen derselben mittlere Temperaturwerte zugrunde. Verbindet man die auf einer Strecke zwischen zwei Stellen nahe bei den Küsten von Festländern und Inseln oder im offenen Meere an der Oberfläche und in verschiedenen Tiefen bis zum Meeresboden gemessenen gleichen Temperaturen durch Linien, so erhält man Curven, welche man Tiefenisothermen oder nach W. Thomson auch Isothermobathen nennt. Die folgende Tabelle (nach Wild und Hann) gibt beispielsweise die Tiefen an, in welchen die Isothermobathen von 20° bis 2·5° auf beiden Seiten des Äquators im Atlantischen Ocean anzutreffen sind.



Gang der Temperaturabnahme mit der Tiefe in den Oceanen.
a a Äquatorialer Pacific . . . . 3° nördl. Br., 3° südl. Br.
b b Äquatorialer Atlantic . . . . 3° nördl. Br., 3° südl. Br.
c c Nordatlantischer Ocean . . . 36·5° nördl. Br.
d d Südindischer Ocean . . . . 35° südl. Br.

Verticale Temperaturvertheilung im Atlantischen Ocean.

Breite	Isothermobathe von				
	20° C.	15° C.	10° C.	5° C.	2·5° C.
	Tiefe in Faden				
33° nördl.	—	320	450	630	1500
21° "	70	160	320	700	1490
9° "	27	54	168	480	1300
1° "	42	73	170	360	1360
9° südl.	55	75	150	420	1500
21° "	60	115	200	340	1350
36° "	—	—	190	340	850

So sehen wir, daſs in der That die Wärmeverhältnisse in den Meerestiefen von denen in den Süßwasserseen verschieden sind. Eine Hauptursache hiervon bildet der Salzgehalt des Meerwassers. Denn in letzterem pflanzt sich die Sommerwärme nicht bloß durch Leitung nach unten fort, sondern auch durch eine absteigende Strömung, indem die Oberflächenschicht, durch Verdunstung relativ salzreicher und daher schwerer geworden, untersinkt. Noch wichtiger für die Temperaturverhältnisse des Oceans sind die horizontalen Meeresströmungen, welche aber auch für die Temperaturverhältnisse der Luft auf dem ganzen Erdballe von größter Bedeutung sind. Denn mit denselben nehmen auch immer gleichtemperierte Luftmassen ihren Weg, deren Einfluſs noch viel weiter reicht als der directe Einfluſs der Meeresströmungen. Ohne sie wären die äquatorialen Gegenden wärmer, die polaren kälter als sie thatsächlich sind. Von den Meeresströmungen wird an anderer Stelle (im fünften Capitel) noch etwas eingehender die Rede sein.

Hier aber wollen wir uns noch in Kürze mit der Temperatur des Erdbodens beschäftigen.

Zur Bestimmung der Bodentemperatur unmittelbar an der Erdoberfläche oder in einer Tiefe bis zu 15 *cm* bedient man sich des Erdbodenthermometers von Fueß, mit einem Metallstativ, dessen untere Endpunkte in den Boden eingegraben werden. Für größere Tiefen ist das Thermometer an einer Latte befestigt, mit der man das Instrument in die Erde hineinschiebt und behufs Ablesung herausziehen kann.



Erdbodenthermometer nach Fueß.

Wir wissen, daſs der Erdboden seine Wärme von den Sonnenstrahlen empfängt, und daſs erst von ihm aus die Luft hauptsächlich erwärmt wird. Die Eigenwärme der Erde wirkt gegenwärtig nicht mehr wie in früheren Entwickelungsperioden unseres Planeten auf die Temperaturverhältnisse seiner Oberfläche ein. Doch gibt es noch Stellen kleinen Umfangs, welche uns zeigen, wie die innere Wärme der Erde klimatisch wirksam sein könnte. Der Kratergipfel des Ätna ragt hoch in die Schneeregion hinein, aber einige hundert Meter unterhalb des Hauptgipfels fehlt der ewige Schnee wegen der inneren Wärme des vulcanischen Bodens gänzlich, und selbst im Winter kann der Schnee hier oft nicht haften. In einer Kohlengrube bei Planitz unweit Zwickau in Sachsen gerieth 1641 ein großes Flötz in Brand, welcher bis in die Mitte unseres Jahrhunderts währte. Auf dem durch den unterirdischen Brand erwärmten Boden blieb kein Schnee liegen, ja, die Wärme diente zum Betriebe einer ausgedehnten Treibgärtnerei, welche Palmen zog, „wie sie schöner in ihrem Vaterlande nicht gedeihen können".

Da die Luft ihre Wärme erst vom Erdboden empfängt, ist zu erwarten, daſs im allgemeinen die Temperatur des letzteren höher sein wird als die der ersteren. In der That ist der Wärmeunterschied beider oft sehr bedeutend. In Bagdad fand Schläfli die Temperatur der obersten Bodenschicht zu 78° C., und der Sand der Nubischen Wüste erhitzt sich so sehr, daſs man darin Eier kochen kann. Humboldt maß in Südamerika die Temperatur eines grobkörnigen Granit-

sandes an einem Nachmittage zu 60·3° C., während gleichzeitig die Lufttemperatur + 30° betrug. Anders verhält es sich mit den jährlichen Mitteltemperaturen des Erdbodens, weil da auch die nächtliche Wärmeausstrahlung in Betracht kommt, welche bei pflanzenleerem Boden sehr bedeutend ist. In den Ländern, in welchen die Regenmenge ziemlich gleichmäßig durch das ganze Jahr vertheilt und die Erde nur für eine kurze Zeit mit Schnee bedeckt ist, ist die Mitteltemperatur des Erdbodens fast ganz dieselbe wie die der Luft. Dagegen kann in Ländern, welche eine trockene und eine nasse Jahreszeit besitzen oder in denen der Schnee einen großen Theil des Jahres hindurch liegen bleibt, die jährliche Mitteltemperatur des Bodens etwas höher oder niedriger sein als die der Luft. Der Schnee ist nämlich ein schlechter Wärmeleiter und hindert daher die Bodenwärme daran, bis zu den durch Ausstrahlung erkalteten Luftschichten emporzudringen. Südlich von Archangel, das am Weißen Meere gelegen, beträgt z. B. die Mitteltemperatur der Luft 0°, die des Bodens 5°; in Semipalatinsk im südwestlichen Sibirien ist die Mitteltemperatur der Luft 5°, die des Erdbodens 10°.

Die Bodenwärme hat gleich der Lufttemperatur eine tägliche und eine jährliche Periode. Aber nur unmittelbar an der Erdoberfläche sind die täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen auffällig; dringt man in unseren Gegenden tiefer in die Erde ein, so findet man, dass die täglichen Veränderungen der Temperatur kaum bis zu 1 *m* Tiefe reichen, die jährlichen aber in einer Tiefe von etwa 30 *m* verschwinden. Im Keller der Pariser Sternwarte befindet sich 27·6 *m* unter dem Niveau des Erdbodens ein Thermometer, welches im Jahre 1783 Cassini dort angebracht hat; dasselbe zeigt seit mehr als einem Jahrhundert unverändert die gleiche Temperatur von 11·8° C. an.

Die Erdschicht mit unveränderlicher Bodenwärme, die sogenannte invariable Erdschicht, liegt nicht überall in gleicher Tiefe. Ihre Tiefenlage hängt von der Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens, vorzüglich aber auch von der Größe des Temperaturunterschiedes der heißesten und kältesten Jahreszeit ab und ist deshalb in den Tropen, wo die Extreme der jährlichen Temperaturen wenig voneinander abweichen, viel geringer als in hohen Breiten, größer an Orten mit continentalem Klima als an solchen mit Seeklima. In Deutschland liegt die Tiefenschicht mit 9° C. unveränderlicher Temperatur ungefähr 25 *m* unter der Oberfläche, in Schottland ist schon in einer Tiefe von etwas über 13 *m* keine Bewegung des Thermometers mehr zu beobachten, in den Äquatorialgegenden etwa in einer Tiefe von 5 bis 6 *m*.

Da die Temperatur dieser invariablen Erdschicht der mittleren Jahrestemperatur des betreffenden Ortes sehr nahe gleichkommt, braucht man nur das Thermometer bis in diese Schicht zu versenken, um an demselben die mittlere Jahrestemperatur des Ortes abzulesen. Dieses Hilfsmittel ist dann empfehlenswert, wenn man an einem Orte nicht in der Lage ist, durch längere Zeit Messungen der Lufttemperatur vorzunehmen, wie z. B. auf Reisen. Auch die Quellen können, wie der Boden, wegen ihres Ursprunges aus inneren Höhlungen der Gesteine oft die mittlere Temperatur einer Gegend angeben.

Wo die mittlere Jahrestemperatur unter 0° liegt, muss naturgemäß der Boden in einer gewissen Tiefe fortwährend gefroren sein. Im östlichen Sibirien ist dies, wie schon Gmelin zu berichten wusste, auch im Sommer in 1 *m* Tiefe der Fall. Es gibt eine Zone des ewigen unterirdischen Eises, welche die nördlichsten Theile Europas, Asiens und Amerikas umfasst. Sie liegt innerhalb einer Linie, die sich von Lappland über Tobolsk, den Baikalsee schneidend, nordwärts von der Amurmündung bis zur Küste zieht; in Nordamerika trifft diese

Linie, vom Nortonsund ausgehend und sich südöstlich wendend, den Winipegsee, sowie die Südspitze der Hudsonsbai und endigt bei Nain an der Nordostküste der Halbinsel Labrador. Innerhalb dieser ungeheuren Zone kann allerdings im Sommer das Eis in den obersten Schichten des Bodens schmelzen; dann entwickelt sich in den Tundren, welche die nördlichsten Gebiete der genannten Erdtheile einnehmen, eine kümmerliche Vegetation; aber in den südlichen Theilen ist selbst Ackerbau möglich, und auch der Wald fehlt nicht, nur gehen die Wurzeln der Bäume nicht sehr in die Tiefe und wachsen da, wo sie das gefrorene Erdreich treffen, seitwärts, als wenn sie auf Gestein träfen. So stellt sich der Boden Sibiriens schon in geringer Tiefe als ein natürlicher Eiskeller dar. Als man im Jahre 1821 in Beresow Mentschikoffs 92 Jahre lang verschlossenes Grab öffnete, fand man die Leiche sammt der Kleidung vollkommen unverändert. Dieses Bodeneis Sibiriens zählt schon nach vielen Jahrtausenden, wie die Funde sogenannter vorsündflutlicher Thiere beweisen. Im Jahre 1771 wurde an den sandigen Ufern des Wilhoui in Sibirien in geringer Tiefe ein Nashorn aufgefunden, so vollkommen erhalten, dass es noch mit Fleisch und Haut bedeckt war; 1799 stieß man nahe der Lenamündung auf ein ungeheures Mammut, das im Eise eingefroren und dessen Fleisch so frisch war, dass die Jakuten der Umgegend ihre Hunde damit fütterten. Seither hat man derartige Funde wiederholt gemacht, die beiden jüngsten im Sommer 1888. Die beständige Eisschicht kann sehr tief in den Boden eindringen. Als der Kosak Swietogaroff im Jahre 1755 in Sibirien einen Brunnen graben wollte, fand er den Boden bis zu einer Tiefe von 38 *m* gefroren, weshalb er die Arbeit aufgab. Etwas Ähnliches ergab sich 1828 bei Anlage eines Brunnenschachtes in Jakutsk, wo man in 16 *m* Tiefe noch eine Temperatur von — 7·5° C. fand. Die Arbeit wurde später im wissenschaftlichen Interesse bis zu einer Tiefe von 116·5 *m* fortgesetzt; wohl nahm die Temperatur zu, betrug aber in der angegebenen Tiefe noch immer — 0·6° C. Nach den Untersuchungen von Middendorff würde man dort erst in einer Tiefe von 186 bis 196 *m* auf flüssiges Wasser stoßen können.

In den niedrigeren Breiten haben wir namentlich durch Brunnen- und Bergwerksschachte, Tunnelbauten und Bohrlöcher Aufschluss über die Temperaturverhältnisse der oberen Erdschichten bis zu ziemlich ansehnlichen Tiefen erhalten. Überall findet man, sobald man im Boden über die Schicht invariabler Temperatur hinaus tiefer gräbt, eine Zunahme der Wärme. Bisher hat man angenommen, dass die Temperatur mit wachsender Tiefe durchschnittlich um 1° C. für je 33 *m* zunehme. Aber die Ergebnisse der neuesten Untersuchungen, namentlich in dem tiefsten gegenwärtig bestehenden Bohrloche bei Schladebach zwischen Merseburg und Leipzig, welches nicht weniger als 1748·5 *m* tief ist, haben gezeigt, dass die Temperaturzunahme langsamer erfolgt, nämlich nur um 1° C. auf je 36·9 *m*, ferner dass die Temperaturzunahme mit wachsender Tiefe sich verlangsamt. Man nennt die Tiefe, welche einer Temperatursteigerung von 1° C. entspricht, die geothermische Tiefenstufe. Die Beobachtungen in den großen Alpentunnels haben gezeigt, dass die Wärmezunahme mit wachsender Tiefe im Innern des Gebirges anders erfolgt als unter Ebenen, dass nämlich die geothermischen Tiefenstufen von der Thalsohle gegen das Innere des Berges größer werden, so z. B. im St. Gotthardtunnel:

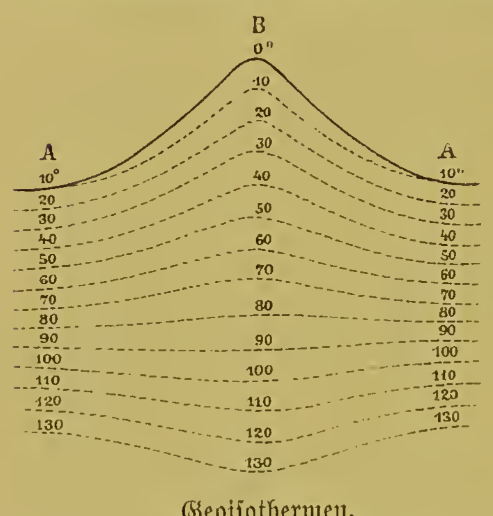
Tiefe des Tunnels	301 *m*	558 *m*	1026 *m*	1165 *m*
Geothermische Stufe	24·0° C.	42·3° C.	51·8° C.	52·5° C.

Die Flächen gleicher Erdwärme wiederholen also die Contouren der Oberfläche; sie steigen im Innern der Gebirge an, aber unter einem flacheren Winkel als die

Böschungen. In untenstehender Zeichnung sehen wir das Profil eines Berges B dargestellt, welcher sich 2000 *m* über die Ebene A erhebt; letztere habe eine mittlere Jahreswärme von 10° C., ersterer von 0°. Ist die geothermische Tiefenstufe unter A 33·7, unter B 52·5 *m*, so wird das Thermometer unter dem Bergesgipfel im Niveau der Ebene 39° zeigen, unter A aber diese Temperatur erst in einer Tiefe von 947 *m* erreichen. Gehen wir jedoch bis zu 5000 *m* Tiefe unter dem Niveau der Ebene herab, so finden wir unter A eine Temperatur von 159·4°, unter B bloß 134·2° C. „Die Linien gleicher Erdwärme, die Geoisothermen, nehmen also in größerer Tiefe den umgekehrten Verlauf wie nahe der Oberfläche und spiegeln, ähnlich einer Wasserfläche, die Terrainformen ab.“ Dies soll obige Zeichnung ersichtlich machen.

Über die der Erde eigenthümliche Bodenwärme eingehender zu handeln, namentlich über die vermuthlichen Ursachen derselben, ist nicht Sache der Meteorologie, sondern der Geologie.

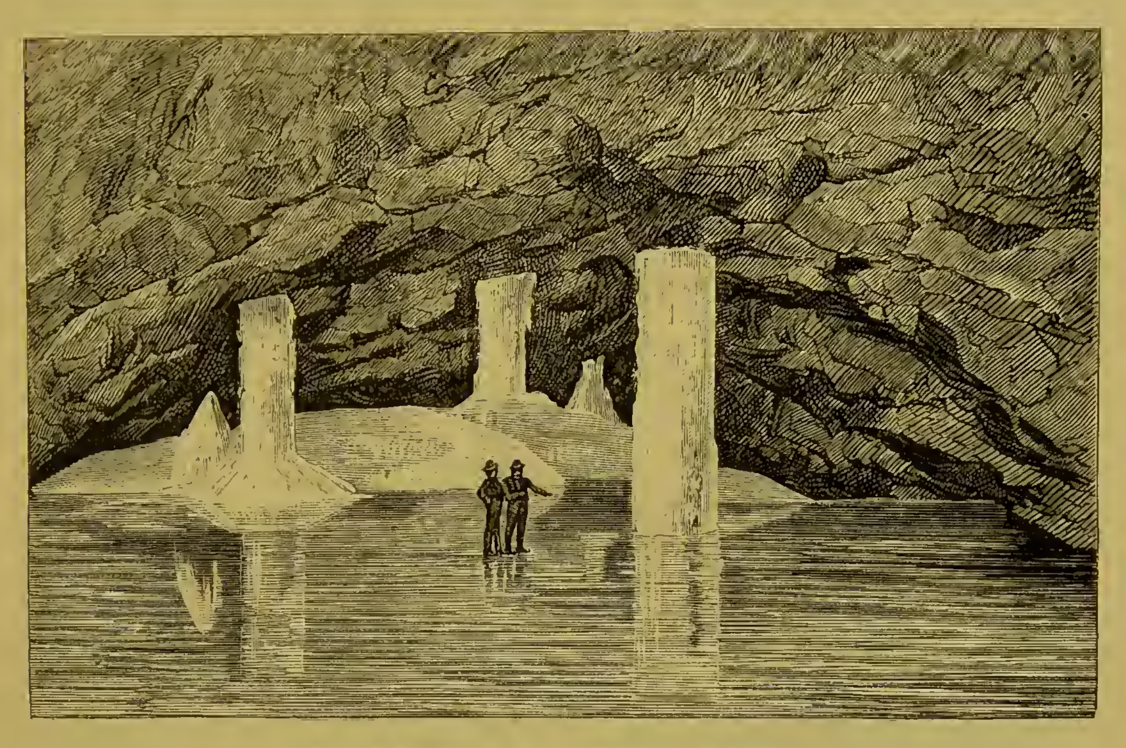
In scheinbarem Widerspruch mit den oben erörterten Beobachtungen über die Bodentemperatur stehen die Temperaturverhältnisse in den sogenannten Eishöhlen, welche eine oft sehr ansehnliche Eisbildung durch das Höhlenwasser nicht bloß im Winter, sondern namentlich auch im Sommer aufweisen. Doch ist zu beachten, dass alle bekannten Eishöhlen nicht tief im Innern der Berge liegen und mit der Außenluft in Verbindung stehen. Solche Eishöhlen sind im ganzen Alpengebiete ziemlich zahlreich und fehlen auch z. B. im Jura, im Karste und in den Karpaten nicht. Am großartigsten ist die Eisbildung in der Dobschauer Eishöhle, welche im Göllnitzerthale, im Comitat Gömör, liegt. Hier ist der Boden mehrerer ausgedehnter Hohlräume ganz mit spiegelndem Eis bedeckt, darauf erheben sich große Eishügel, und bläulich schimmernde Eissäulen streben bis zur Decke auf; am schönsten ist der „Eissalon“. Die mittlere Jahrestemperatur der Luft außerhalb der Höhle beträgt 3·5° C., in der Höhle aber — 0·86° C.



Geoisothermen.

Die Theorie dieser Eishöhlen ist bisher noch nicht abgeschlossen. Nach Prevosts und Brownes Ansicht bildet sich im Winter mehr Eis, als den Sommer über wegschmilzt. Saussure und nach ihm Pictet erklären die Eisbildung durch eine Luftcirculation; letzterer meint, dass auch die Verdunstungskälte mitwirke und behauptet, dass die stärkste Eisbildung zur Zeit der stärksten Verdunstung, also im Sommer, stattfinde. Thury meint, dass kalte Luft im Winter einsinkt, jedoch wegen Mangels an Tropfwasser wenig Eisbildung statthat, dann im Frühjahr dieselbe sich steigert, im Sommer die Decke der Höhle erwärmt werde, Schmelzprocess, Verdunstung des Wassers und damit Abkühlung der Luft eintrete. Herschel nimmt an, dass die Leitung der Wärme durch die den Höhlenraum bedeckende Schicht derartig sei, dass die Wärmewelle des Sommers erst im Winter, die des Winters erst im Sommer bis zum Höhlenraume gelangt. Schwalbe meint aber, das „bekannte Gesetz der Bodentemperatur“ widerspreche dieser Annahme. Gegen die Ansicht Dawkins, dass in den Eishöhlen sich diluviale Eisbildungen erhalten hätten, spricht das Experiment des Herzogs von Lewy, welcher 1727 die

Eishöhle von Baume bei Besançon ihres gesammten Eises berauben ließ und 16 Jahre später den Eiskuchen wieder in der früheren Ausdehnung neugebildet sah. Kreuner und ähnlich Fugger schreiben der einsinkenden kalten Winterluft, die ihre Temperatur über Sommer beibehält, den vorwiegenden Einfluss auf die Eisbildung zu. Schwalbe stellte die in neuerer Zeit von den bekannten abweichendste Theorie auf, indem er das Schwergewicht auf die Abkühlung des Sickerwassers beim Durchtritt durch das poröse Gestein legt. Gegen seine Behauptung, das Tropfwasser trete überkältet aus dem Gestein und werde nicht erst nach seinem Austritt aus demselben abgekühlt, sprechen aber die Beobachtungen Fuggers in



Der Eissalon in der Dobschauer Eishöhle.

der Kolowrathöhle im Untersberg bei Salzburg und Fr. Simonys im Ausseer Salzbergwerke. So sehen wir, dass trotz der großen Zahl von Theorien über die Eishöhlen bisher keine die Erscheinung zur Genüge erklärt hat.

Mit den Eishöhlen in Bezug auf die Temperaturverhältnisse verwandt sind die sogenannten Wind- oder Wetterlöcher, tiefe, enge Spalten im Gebirge, die bald einen oberen Ausgang haben, bald nicht. Im Sommer zieht bei schönem Wetter ein starker, sehr kalter Wind aus ihnen; im Winter dagegen dringt die Luft von außen in sie hinein und sie haben eine höhere Temperatur. Diese Erscheinung erklärt sich durch das Bestreben der Luft, überall gleiche Temperatur anzunehmen.

Drittes Capitel.

Die Wasserdämpfe in der Luft.

Verdunstung und Wassergehalt der Luft. — Verdunstungsmesser oder Atmometer. — Sättigungsmenge und Thaupunkt. — Absolute und relative Feuchtigkeit. — Hygrometer und Psychrometer. — Sättigungsdeficit. — Die tägliche Periode der absoluten und relativen Feuchtigkeit. — Die jährliche Periode der absoluten und relativen Feuchtigkeit. — Atmische Windrosen. — Einfluss der Luftfeuchtigkeit auf die Lebewelt, namentlich auf den Menschen.

Stets und überall enthält die Atmosphäre Wasserdampf in veränderlicher Menge. Da derselbe durchsichtig und farblos ist, so ist er wie die Luft selbst dem Auge unsichtbar. Die Rolle, welche der Wasserdampf in den Witterungserscheinungen spielt, ist von größter Bedeutung; sie liegt hauptsächlich darin, dass er in beständiger Neubildung und Verdichtung begriffen ist. Während die übrigen Gase, welche unsere Atmosphäre zusammensetzen, Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure, ihren gasförmigen Charakter stets beibehalten, liegen die Temperaturgrenzen, innerhalb welcher das der Luft beigemengte Wasser aus der Gasform in die tropfbar flüssige oder die feste Form übergeht, verhältnismäßig einander sehr nahe.

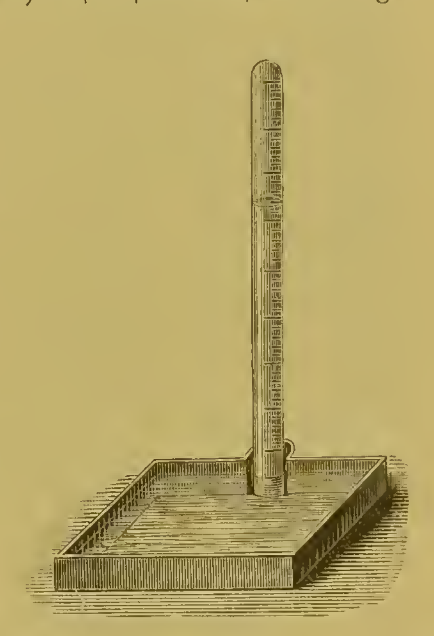
Der Wasserdampf wird der Lufthülle durch den ununterbrochen vor sich gehenden Process der Verdunstung der irdischen Wassermassen zugeführt. Die Hauptquelle des Wassergehaltes der Luft ist die Verdunstung an der Oberfläche der großen Weltmeere; aber auch Seen, Flüsse, eine dichte Pflanzendecke und die feuchte Erdoberfläche versorgen die Luft in ihrer Umgebung mit einer beachtenswerten Menge von Feuchtigkeit.

Die Verdunstung findet bei jeder Temperatur statt, auch wenn das Thermometer unter dem Gefrierpunkte steht. Eis und Schnee verdunsten dann ebenso wie sonst das Wasser. Im Winter nass aufgehangene Wäsche gefriert zwar, aber sie trocknet nach einiger Zeit doch vollständig. Dies geschieht nicht bloß bei uns, sondern auch in hohen Breiten bei sehr niedriger Temperatur. So erzählt der Polarfahrer Hayes aus dem hohen Norden, dass die an Waschtagen im Freien aufgehangenen Flanellhemden wohl sogleich gefroren, nach etlichen Tagen aber vollkommen weich und trocken waren. Auch bemerkte derselbe Reisende in Port Foulke in Nordgrönland unter 78° 18′ nördl. Br., dass selbst bei strenger Winterkälte Eisplatten in der Luft zusammenschwanden und sich zuletzt völlig auflösten. Dasselbe ergaben directe Versuche Weyprechts. In den Gletscherregionen der Schweiz hat man längst ähnliche Beobachtungen gemacht. Ferner berichtet uns Spörer von dem Schnee in den Tundren, dass derselbe „oft vor dem Eintritt der Schneeschmelze verdampft, aufgesogen von der trockenen Luft".

Die Menge der Dämpfe, welche eine Wassermasse durch Verdunstung in einer bestimmten Zeit liefert, ist abhängig von der Größe der Oberfläche und von der Temperatur der verdunstenden Wasserfläche, aber auch von dem Feuchtig-

keitsgrade und der Ruhe oder Bewegung der Luft. Sie ist um so größer, je größer die Oberfläche, je höher die Temperatur des Wassers, je trockener und bewegter die über demselben befindliche Luft ist. Wurde etwa auf einer Tischplatte Wasser verschüttet, so wird man dasselbe, damit es rascher auftrockne, über eine größere Fläche verbreiten; um den frischgescheuerten Fußboden einer Stube im Winter bald zum Trocknen zu bringen, wird man den Ofen heizen und Thüre und Fenster öffnen, um einen starken Luftzug zu erzeugen. Da nun in der freien Natur die Verdunstung unter den verschiedensten Umständen vor sich geht, so leuchtet ein, dass die Verdunstungsmenge je nach der örtlichen Lage sehr stark variieren muss. Daraus folgt aber auch, dass die Messung der Verdunstung mit außerordentlichen Schwierigkeiten verknüpft ist. Im allgemeinen wird die Größe der Verdunstung angegeben durch die Höhe der Wasserschicht, welche von der Erdoberfläche verdunstet.

Apparate, welche dazu dienen, die Verdunstung zu messen, heißen **Verdunstungsmesser** oder **Atmometer**. Einen solchen hat **Prestel** construiert. In einem flachen Blechgefäß von viereckiger Grundfläche ist an einer Seite in einer Ausbauchung der Blechwand ein oben zugeschmolzenes Glasrohr eingesetzt, in welches an der Stelle, bis zu welcher das im Gefäß befindliche Wasser reicht, ein seitliches Loch gebohrt ist. Das Glasrohr ist anfangs ganz mit Wasser gefüllt, welches, durch den Luftdruck gehalten, nicht ausfließen kann. Erst wenn der Wasserspiegel im Gefäße durch Verdunstung so weit gesunken ist, dass jenes gerade unter der Wasserlinie befindliche Loch frei wird, kann durch dasselbe eine Luftblase in das Rohr emporsteigen, wogegen eine gleichgroße Menge Wasser austritt, den Wasserspiegel auf seine vorige Höhe bringt und somit das Loch wieder verschließt. Die Luft, welche so nach und nach in dem oberen Theile des Rohres sich ansammelt, ist daher an Rauminhalt gleich der während einer bestimmten Zeit, z. B. während eines Tages von der Wasserfläche des Gefäßes verdunsteten Wassermenge, und diese kann daher an der Theilung des Glasrohres abgelesen werden. Man kann die Scala leicht so einrichten, dass jeder Theilstrich einer Senkung des Wasserspiegels von $1/_{10}$ *mm* entspricht.



Atmometer von **Prestel**.

Ein anderes Atmometer nach der Idee **Piches** ersetzt das Blechgefäß durch ein Stückchen kreisrundes, ziemlich starkes Löschpapier, welches in der Mitte eine feine Öffnung hat und das mit Wasser gefüllte Glasrohr unten verschließt. Indem das Wasser an dem feuchten Papier verdunstet, dringt zum Ersatze neues Wasser aus dem Glasrohr, so dass das Papier beständig feucht erhalten wird. Da nun das Wasser im Glasrohr abnehmen muss und also nicht mehr den ganzen Raum ausfüllen kann, so steigen in demselben Maße, in welchem das Wasser verdunstet, in dem Glascylinder Luftblasen auf, und die verdunstete Wassermenge lässt sich genau an der Theilung ablesen.

Am größten ist, wie schon erwähnt, die Verdunstungsmenge auf den Oceanen, wo wohl fast die Hälfte aller auffallenden Sonnenstrahlen zur Dampfbildung verwendet wird. Wegen seines Salzgehaltes verdunstet aber das Meerwasser etwas langsamer als das Süßwasser; dabei geht nur reines Wasser in Dampfform über,

während das Salz im Meere zurückbleibt. Sehr bedeutsam für die Verdunstung sind die Pflanzen, die das Wasser durch die Wurzeln aufsaugen, in die Blätter treiben und dann an die Atmosphäre abgeben; dabei kommt namentlich auch in Betracht, dass sie durch ihre Blätter der Luft eine sehr große Oberfläche darbieten. Im Walde aber ist — und zwar hauptsächlich wegen der geringen Ventilation — die Verdunstung viel geringer als im Freien. Ebermayer hat durch Beobachtungen in Bayern constatiert, dass einer durchschnittlichen Verdunstungshöhe von 598 *mm* im Freien eine solche von nur 219 *mm* im Walde gegenüberstehe; die Verdunstung ist also im Walde um 64 Procent geringer als auf freiem Felde. Dabei spielt auch die Streudecke eine große Rolle, so dass nicht nur der Wald als solcher, sondern auch die Streudecke außerordentlich viel dazu beitragen, die Bodenfeuchtigkeit des Waldes zu unterhalten und die Quellen zu speisen.

Das Verdunstungsvermögen des Erdbodens hat Eser einer eingehenden Untersuchung unterworfen. Er hat gefunden, dass die Wasserverdunstung aus dem Boden um so größer ist, je größer der Feuchtigkeitsgehalt des letzteren ist. Die Verdunstung geht so lange an der Bodenfläche vor sich, als sich diese feucht erhält; der Verlust wird durch capillares Aufsteigen des Wassers aus den tieferen Schichten in dem Falle gedeckt, in welchem der Wassergehalt über 50 Procent der Wassercapacität des Erdreiches, die von der physikalischen Beschaffenheit des letzteren abhängt, beträgt. Gewölbter, rauher Boden hat eine größere Verdunstungsmenge als glatter oder ebener, dunkler eine größere als heller Boden. Am stärksten ist die Verdunstung von Humusboden, am geringsten die von Sand; Thon liegt in der Mitte. Der mit lebenden Pflanzen bestandene Boden verdunstet die größten, der mit leblosen Gegenständen (Stroh, Dünger, Streu, Steine u. s. w.) bedeckte die geringsten Wassermengen. Bei Bodenerhebungen verdunsten die Südhänge die größten, die Nordhänge die geringsten Feuchtigkeitsmengen.

Aus diesen Erörterungen geht hervor, dass die Größe der Verdunstung an verschiedenen Orten der Erde sehr verschieden sein wird, wozu auch noch die geographische Lage das ihrige beiträgt. Als Beispiele mögen dienen:

	Jährlich verdunstende Wassermenge
Cumaná (Südamerika, 10° nördl. Br.)	352 *cm*
Madras (Vorderindien, 13° 4′ nördl. Br.)	232 *cm*
Marseille (43° 18′ nördl. Br.)	230 *cm*
St. Helena (Atlantischer Ocean, 15° 55′ nördl. Br.)	213 *cm*
Madeira (Atlantischer Ocean, 32° 44′ nördl. Br.)	203 *cm*
Rom (41° 54′ nördl. Br.)	198 *cm*
Nagpur (Vorderindien, 21° 9′ nördl. Br.)	186 *cm*
Augsburg (48° 20′ nördl. Br.)	163 *cm*
Sidney (Neu-Süd-Wales, 33° 51′ südl. Br.)	120 *cm*
Azoren (Atlantischer Ocean, 38° 8′ nördl. Br.)	100 *cm*
Englische Küsten	90 *cm*
Ostschottland	80 *cm*
Würzburg (49° 45′ nördl. Br.)	69 *cm*
London (51° 33′ nördl. Br.)	65 *cm*
Holland	60—80 *cm*

Da diese Zahlen von verschiedenen Atmometern herrühren, lassen sie sich freilich nicht direct miteinander vergleichen. In Russland aber wurden durch mindestens 30 Jahre mit gleich aufgestellten Apparaten die Regen- und Verdunstungsmengen gleichzeitig gemessen, weshalb die folgenden Zahlen sehr gut miteinander verglichen werden können.

	Regenmenge	Verdunstungsmenge
St. Petersburg (59° 56′ nördl. Br.) . . .	51 *cm*	30 *cm*
Jelisawetgrad (48° 29′)	46 *cm*	69 *cm*
Kischenew (47° 4′)	55 *cm*	63 *cm*
Astrachan (46° 21′)	16 *cm*	74 *cm*
Akmolinsk (51°)	23 *cm*	104 *cm*
Nukuss (42° 27′)	7 *cm*	193 *cm*
Petro-Alexandrowsk (41° 20′)	6·5 *cm*	232 *cm*
Katherinenburg (56° 49′)	44 *cm*	42 *cm*
Salair (54°)	36 *cm*	64 *cm*
Nertschinsk (51° 58′)	40 *cm*	46 *cm*
Peking (39° 57′)	63 *cm*	97 *cm*

Diese Zahlen lassen deutlich die Abnahme der Regenmenge und Zunahme der Verdunstung nach dem Innern des Landes erkennen.

In der freien Atmosphäre verwandelt sich das Wasser ungehindert in Dampf; läßt man aber Wasser in einem abgeschlossenen Raume verdunsten, so wird nur ein Theil desselben in Dampfform übergehen, da ein bestimmter Raum bei einer bestimmten Temperatur nur eine ganz bestimmte Menge Wasserdampf aufnehmen kann. Der Druck, welchen die Wasserdämpfe in diesem Falle nach allen Seiten hin ausüben, ist der größte Druck, den sie überhaupt bei der stattfindenden Temperatur entwickeln können. Steigt die Temperatur, so wächst auch der Druck des Dampfes, aber der Raum ist auch wieder imstande, eine gewisse Menge neuer Wasserdämpfe in sich aufzunehmen. Sinkt dagegen die Temperatur, so kann der Raum nicht mehr so viel Wasserdampf fassen als vorhin; ein Theil der Dämpfe verdichtet sich zu Wasser, und der übriggebliebene Dampf übt einen geringeren Druck nach den Seiten hin aus. Hat die Luft in einem abgeschlossenen Raume oder im Freien so viel Wasserdampf aufgenommen, als sie bei der herrschenden Temperatur aufzunehmen vermag, so ist sie mit Wasserdampf gesättigt, und die in solchem Falle aufgenommene Dampfmenge nennt man Sättigungsmenge. Da aber der Dampfdruck in einem mit Wasserdampf gesättigten Raume überhaupt der größte ist, welcher bei der herrschenden Temperatur stattfinden kann, so hat in solchem Falle der Wasserdampf das Maximum seines Druckes oder seiner Spannkraft erreicht. Die Temperatur, bei welcher der Wasserdampf die größte Spannkraft erreicht hat, heißt der Thaupunkt; eine Abkühlung unter denselben hat die Verdichtung eines Theiles der Dämpfe zur Folge, eine Erwärmung über denselben macht den Raum fähig, neue Dämpfe aufzunehmen.

Wir sehen also, dass den bedeutendsten Einfluss auf die Verdunstung des Wassers die Temperatur der Luft hat. Je höher die Temperatur ist, desto rascher geht die Verdunstung vor sich. Darum verdunstet das Wasser im Sonnenschein schneller als im Schatten, im Sommer rascher als im Winter, stärker in der heißen Zone als in den gemäßigten und kalten Zonen. Aber die Verdunstung hängt auch von dem Feuchtigkeitsgrade der Luft ab. Ist die atmosphärische Luft ganz oder nahezu ganz mit Wasserdampf gesättigt, so kann sie nur sehr wenig oder keine neuen Wasserdämpfe in sich aufnehmen und die Verdunstung muss aufhören; man nennt dann die Luft feucht. Ist dagegen die Luft weit von ihrem Sättigungspunkte entfernt und geht die Verdunstung rasch vor sich, so nennen wir sie trocken. Darum ist die Verdunstung gerade in Gegenden, welche sich durch ihre Trockenheit auszeichnen, wie z. B. die Wüsten, außerordentlich groß.

Will man erfahren, wie viel Wasserdampf in der Luft eben enthalten ist, so bestimmt man entweder durch Abwägen das Gewicht des Wasserdampfes, der in einem gewissen Luftquantum enthalten ist, oder man misst den Druck, welchen der Wasserdampf vermöge seiner Spann- oder Expansivkraft nach allen Seiten hin

ausübt. Dies geschieht wie bei der Bestimmung des Luftdruckes, von dem erst später die Rede sein wird, durch die Höhe einer Quecksilbersäule, welcher der Dampfdruck das Gleichgewicht hält. Auf diese Weise hat man die größten Spannungen oder den Maximaldruck der Luft für alle Temperaturen der letzteren bestimmt und hierauf in Tabellen gebracht. Die folgende Tabelle gibt für jeden Grad des hunderttheiligen Thermometers von —10° bis +35° Lufttemperatur die größte Spannkraft des Wasserdampfes, sowie das derselben entsprechende Gewicht des in je 1 m^3 Luft enthaltenen Dampfes in Grammen an.

Maximaldruck des Wasserdampfes der Luft.

Temperatur Celsius	Größte Spannkraft des Wasserdampfes in Millimeter	Gewicht des Dampfes in 1 m^3 Luft in Grammen	Temperatur Celsius	Größte Spannkraft des Wasserdampfes in Millimeter	Gewicht des Dampfes in 1 m^3 Luft in Grammen
—10	2·1	2·3	+13	11·2	11·4
— 9	2·3	2·5	+14	11·9	12·1
— 8	2·5	2·7	+15	12·7	12·9
— 7	2·7	2·9	+16	13·5	13·6
— 6	2·9	3·2	+17	14·4	14·5
— 5	3·1	3·4	+18	15·4	15·4
— 4	3·4	3·7	+19	16·3	16·3
— 3	3·7	4·0	+20	17·4	17·3
— 2	4·0	4·3	+21	18·5	18·4
— 1	4·3	4·6	+22	19·7	19·4
0	4·6	4·9	+23	20·9	20·6
+ 1	5·0	5·3	+24	22·2	21·8
+ 2	5·3	5·6	+25	23·6	23·1
+ 3	5·7	6·0	+26	25·0	24·4
+ 4	6·1	6·4	+27	26·5	25·8
+ 5	6·5	6·8	+28	28·1	27·2
+ 6	7·0	7·3	+29	29·8	28·8
+ 7	7·5	7·8	+30	31·5	30·4
+ 8	8·0	8·3	+31	33·4	32·1
+ 9	8·6	8·9	+32	35·4	33·8
+10	9·2	9·4	+33	37·4	35·7
+11	9·8	10·1	+34	39·3	37·6
+12	10·5	10·7	+35	41·5	39·3

Aus dieser Tabelle ersieht man, dass die Spannkräfte in Millimeter und die Gewichte in Grammen durch Zahlen bezeichnet werden, welche nur wenig voneinander differieren. Ferner findet man, dass zwischen +8° und +30° C. die Zahlen, welche die größten Spannkräfte in Millimeter bezeichnen, nicht allzusehr von denjenigen verschieden sind, welche den Temperaturen entsprechen. Man kann daher, wenn es nicht auf besondere Genauigkeit ankommt, beide als gleich ansehen.

Die Menge von Wasserdampf, welche die Luft zu einer bestimmten Zeit besitzt, nennt man ihre absolute Feuchtigkeit. Ausgedrückt wird dieselbe durch das Gewicht des Wasserdampfes in 1 m^3 Luft oder durch den Druck, welchen der Wasserdampf ausübt. Je größer die Verdunstung ist, desto größer ist auch die absolute Feuchtigkeit der Luft. Das Verhältnis der Menge von Wasserdampf, welchen die Luft besitzt, zu derjenigen, welche sie bei der vorhandenen Temperatur aufnehmen könnte, heißt die relative Feuchtigkeit. Man pflegt dieselbe in Procenten auszudrücken. Es hätte z. B. eine Luftmasse bei +12° C.

Temperatur eine Dampfspannung von 8 *mm*; im Maximum aber könnte sie, wie wir aus der obigen Tabelle ersehen, Wasserdampf bis zu einer Spannung von 10·5 *mm* enthalten; die relative Feuchtigkeit der Luft ist dann = 8 : 10·5 = 0·77 oder 77 Procent. Eine Luftmasse zeigt bei + 26° C. eine Spannkraft von 10·5 *mm*, gesättigt würde sie aber 25 *mm* Spannung zeigen; ihre relative Feuchtigkeit ist somit = 10·5 : 25 = 0·42 oder 42 Procent. Je näher eine Luftmasse dem Thaupunkte ist, desto größer erscheint ihre relative Feuchtigkeit.

Wo bei Windstille die Luft mit der verdampfenden Oberfläche beständig in Berührung bleibt, wie über dem Meere, Seen, Wäldern u. s. w., ist diese gewöhnlich mit Wasserdampf gesättigt; auf dem Lande ist dies aber nur selten der Fall. Wie die absolute Feuchtigkeit, so nimmt auch die relative von den Küsten (mit Ausnahme der Ostküste Asiens) gegen das Innere des Landes ab und ist am geringsten in den Wüsten und Steppen. Da der Wassergehalt der Atmosphäre von der Temperatur abhängig ist, so muſs er vom Äquator gegen die Pole hin abnehmen, wogegen die relative Feuchtigkeit in höheren Breiten durchschnittlich größer ist als in niedrigen. Über den Äquatorialmeeren, wo eine Mitteltemperatur von 26° bis 27° C. herrscht und die Luft nahezu mit Wasserdampf gesättigt ist, kann die Spannkraft des Wasserdampfes auf 25 bis 26 *mm* steigen, unter 50° Br. bei 5° C. Lufttemperatur nur auf 6·5 *mm*, unter 70° Br. bei — 9° C. nur auf 2·3 *mm*.

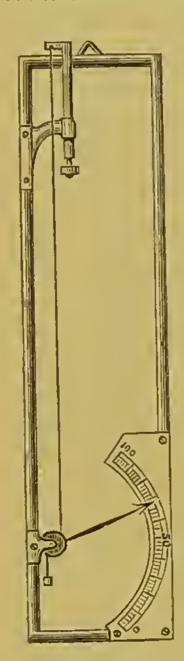
Mit zunehmender Seehöhe nimmt die absolute Feuchtigkeit rasch ab, und zwar in der freien Atmosphäre rascher als im Gebirge, und hier wieder — mit Ausnahme des Pic von Teneriffa und vielleicht des ganzen Passatgürtels — in höheren Breiten schneller als in niedrigen. Weil aber in verticaler Richtung die Wärme rasch abnimmt, so ist der Wasserdampf in der Höhe der Condensation näher, weshalb die Luft bis zu einer gewissen Höhe relativ feuchter wird; höher hinauf nimmt dann allerdings die relative Feuchtigkeit stetig ab. Die folgende Tabelle gibt nach J. Hann den relativen Wassergehalt der Luft für einige Höhenintervalle an, jenen an der Erdoberfläche = 1 gesetzt.

Seehöhe in Meter	0	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000
Wasserdampf	1·00	0·73	0·49	0·35	0·24	0·17	0·12	0·08	0·06	0·04

Wenn, wie im Sommer Mitteleuropas, der Wasserdampfgehalt der Luft durch einen Dampfdruck von 10 *mm* gegeben ist, so beträgt derselbe in gleicher Gegend auf einer Gebirgshöhe von 4000 *m* nur mehr 2·4 *mm*, unter dem Äquator aber, bei 20 *mm* Dampfdruck unten, noch 4·8 *mm*. In einer Seehöhe von 2000 *m* hat man schon die halbe Wasserdampfmenge der Atmosphäre unter sich, in 4000 *m* circa drei Viertel derselben und in 6500 *m* volle neun Zehntel. „Die Gebirge spielen daher in Bezug auf die Wasserdampfhülle der Erde eine große Rolle; sie können bei beträchtlicher Erhebung einfluſsreiche Wetterscheiden werden und auf geringe Entfernungen hin wohl befeuchtete und sehr trockene Gebiete voneinander trennen.“ Die Höhe, bis zu welcher die relative Feuchtigkeit zunimmt, ist sehr schwankend. C. Flammarion traf sie auf seinen Ballonfahrten am 10. Juni 1867 in 150 *m*, am 15. Juli dagegen in 1100 *m* Höhe an; im Gebirge machen sich locale Einflüsse geltend.

Zur Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft können verschiedene Methoden und Apparate in Anwendung kommen. Am genauesten kann man die Dampfmenge der Luft durch Wägung bestimmen, wie schon oben erwähnt wurde. Zu diesem Zwecke leitet man eine bestimmte Menge der zu untersuchenden Luft durch Röhren, welche mit Chlorcalcium oder concentrierter Schwefelsäure gefüllt sind, und bestimmt die Gewichtszunahme, woraus sich dann leicht der Wasserdampf-

gehalt der Luft ergibt. Doch ist diese Methode sehr umständlich und mühevoll, weshalb sie selten angewendet wird. Viel bequemer zur Bestimmung der Luftfeuchtigkeit sind die sogenannten **Hygrometer** (Feuchtigkeitsmesser), Apparate, welche auf der Eigenart gewisser Körper beruhen, durch den Einfluss der Luftfeuchtigkeit eine Änderung der Gestalt oder der Ausdehnung zu erleiden. Solche Körper bezeichnet man als hygroskopisch. Hierher gehören viele Körper aus dem Thier- und Pflanzenreich, namentlich solche von faserigem Bau, wie Haare, Wolle, Fischbein, Darmsaiten, Grannen u. s. w.; den Mineralien kommt diese Eigenschaft in niederem Grade zu. Wenn solche Körper das in der Luft dampfförmig enthaltene Wasser in sich einschlucken, werden sie länger, in trockener Luft verlieren sie die absorbierte Feuchtigkeit wieder und verkürzen sich. Holz dehnt sich durch Feuchtigkeit gewöhnlich nach der Breite der Jahresringe weiter aus und zieht sich dagegen bei trockener Witterung enger zusammen. Thüren und Fenster lassen sich daher bei feuchter Witterung oft nicht mehr schließen oder öffnen, und umgekehrt erhalten oft hölzerne Möbel Risse und Sprünge, wenn die Luft sehr trocken ist. Billardstäbe würden sich beim Wechsel der Luftfeuchtigkeit leicht krümmen; man verhütet dies, indem man sie aus verschiedenen Stücken zusammensetzt, die ihre Formänderung gegenseitig aufheben und ausgleichen. Hanfene Seile oder Schnüre drehen sich stärker, werden also kürzer, wenn die Luft feuchter wird. Bekannt ist die Erzählung, wie man bei der Aufrichtung eines Obelisken in Rom denselben trotz alles Anspannens der Taue nicht zum genauen Senkrechtstehen bringen konnte, bis jemand vorschlug, die Taue nass zu machen; es geschah, die Taue verkürzten sich und stellten die Säule gerade. Ein Naturforscher erzählt eine andere Anekdote. Er stammte aus einem pommerischen Dorfe, wohin vor langer Zeit ein heimkehrender Matrose als Merkwürdigkeit einen Schwertfisch mitgebracht hatte. Der lange Fisch wurde im Glockenthurme an einem Seile so aufgehängt, dass er wagrecht schwebte. Nun bemerkte der Küster, dass der Fisch sich allmählich hin und her drehte, und entdeckte auf solche Art einen Witterungsanzeiger, da die Stellung des Fisches gewöhnlich das Wetter ankündigte. Ein alter Schwertfisch als Wetterprophet! Viele verschrien es als lächerlichen Aberglauben, auch unser Erzähler lachte darüber. Als er aber später einmal nach Hause kam, hatte er während der Zeit kennen gelernt, dass nicht der Schwertfisch, sondern das Seil die Ursache war.

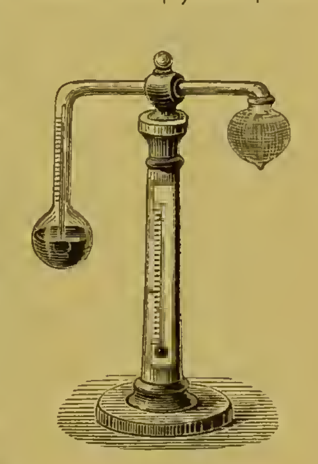


Haarhygrometer von Saussure.

Blonde Menschenhaare werden durch Feuchtigkeit bedeutend verlängert, in trockener Luft verkürzen sie sich wieder. Auf dieses Verhalten ist das **Haarhygrometer von Saussure** gegründet. Ein wohlausgekochtes und entfettetes Menschenhaar ist mit dem einen Ende durch eine Schraube eingeklemmt, während das andere Ende um den kurzen Arm eines Hebels geschlungen ist und durch ein kleines Gewicht straff gehalten wird. Der längere Hebelarm fungiert als Zeiger an einer Kreisbogenscala, auf welcher der Punkt absoluter Trockenheit mit 0, der Punkt der vollen Wasserdampfsättigung der Luft mit 100 bezeichnet ist. Dieses Instrument ist sehr empfindlich, schon der Athem des Menschen macht den Zeiger unruhig; allein von genauer Messung kann kaum die Rede sein, da die Scala auf rein empirischem Wege bestimmt wird. Wesentlich vervollkommt wurde das Saussure'sche Hygrometer durch **Koppe**. Das entfettete Haar ist frei in einen Rahmen eingezogen, so dass die Luft von allen Seiten freien Zutritt hat. Gespannt wird

dasselbe durch eine Feder, deren Kraft durch Einhängen eines Gewichtchens von $\frac{1}{2}g$ leicht auf diesen Betrag reguliert werden kann. Das ganze Hygrometer befindet sich in einem Blechkästchen, welches oben und hinten durch einen Blechschieber, vorn durch eine Glasscheibe geschlossen werden kann. Soll die Richtigkeit des Zeigers bei 100 Procent relativer Feuchtigkeit geprüft werden, so benetzt man die auf dem Rähmchen aufgezogene Musselinfläche mit destilliertem Wasser und verschließt das Kästchen, worauf sich der Innenraum desselben alsbald mit Wasserdampf füllt, der die eingeschlossene Luft vollständig sättigt. Man erkennt dies daran, dass der Zeiger mindestens während zwei Minuten nicht mehr weiter fortrückt; nun stellt man ihn auf den Theilstrich 100 ein, und hiermit ist das Instrument zur Beobachtung eingerichtet. Namentlich bei niedrigen Temperaturen ist dieses Hygrometer sehr verwendbar. Ähnlich dem Haarhygrometer ist das Fischbeinhygrometer von Deluc, dessen Hauptgegenstand ein quergeschnittener Fischbeinstreifen ist.

Auf demselben Princip wie das Haarhygrometer beruhen die populären Feuchtigkeitsanzeiger, die sogenannten Hygroskope, welche in den verschiedensten Formen unter dem Volke verbreitet und als Wetterpropheten geschätzt sind. Darmsaiten werden in feuchtem Zustande schlaff, gleich einem nassgemachten Papierbogen. Darauf gründen sich die Wetterhäuschen, aus deren Thür bei trockener Luft eine Dame mit einem Sonnenschirme, bei feuchter ein Herr mit einem Regenschirm heraustritt, und die kleinen Höhlen, aus welchen bei schönem Wetter ein Fuchs hervorschaut, der sich beim Eintritt trüber Witterung wieder zurückzieht. Auch der Kapuziner, welcher sich bei herannahendem Regen mit seiner Kapuze bedeckt und in sein Häuschen zurückzieht, wird durch eine Darmsaite in Bewegung gesetzt. Ein geschälter Fichtenzweig, mit dem dickeren Ende an einer Mauer befestigt, zeigt durch stärkere oder schwächere Krümmung ebenfalls die Zu- und Abnahme der Luftfeuchtigkeit an. Die schraubenförmig gewundenen Griffel der Storch- und Reiherschnäbel (Geranien und Pelargonien), welche sich in feuchter Luft aufrollen, können ebenfalls als Hygroskope dienen. Doch sind alle derartigen Vorrichtungen wissenschaftlich ohne Wert. Auch Capineaus Federkielhygrometer ist sehr primitiv. Eine Federpose wird im Feuchten weiter. Füllt man sie nun mit Quecksilber und verbindet sie mit einem Glasröhrchen, so erkennt man an dem Steigen des Quecksilbers, dass die Luft trockener, am Fallen, dass sie dampfreicher wird.

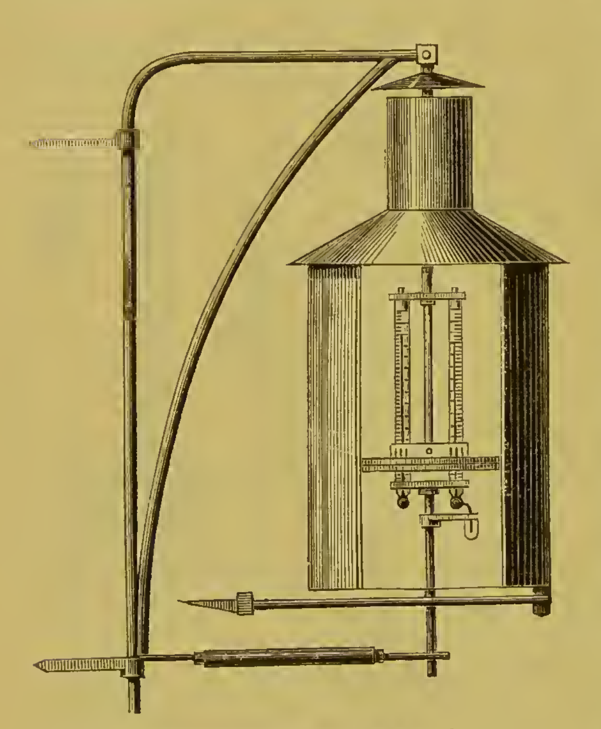


Condensationshygrometer von Daniell-Regnault.

Die genaue Bestimmung des Thaupunktes wird durch das Daniell'sche Condensationshygrometer, namentlich in seiner von Regnault verbesserten Gestalt, erzielt. Dasselbe besteht aus einer gebogenen Glasröhre, welche an beiden Enden mit einer Kugel versehen ist. Die eine Kugel ist mit einer vergoldeten oder versilberten Zone versehen, die andere mit Musselin umwickelt. Kugeln und Röhre sind luftleer und enthalten nur etwas Schwefeläther. Beim Gebrauch leitet man allen Äther in die Kugel links, so dass das in derselben angebrachte feine Thermometer mit seiner Kugel in den Äther taucht. Nun träufelt man etwas Äther auf den Musselin der Kugel rechts. Bei der raschen Verdunstung des Äthers kühlt sich die letztere Kugel ab, und mit ihr der in der Kugel enthaltene Ätherdampf, der dabei verdichtet wird. Infolge davon beginnt sofort eine Verdunstung des in der linken Kugel befindlichen Äthers, der dadurch so weit abgekühlt wird, dass sich endlich ein Nieder-

schlag an der Goldzone zeigt. Die Temperatur, bei der dies geschieht, liest man an dem inneren kleinen Thermometer ab; sie ist eben die Temperatur des Thaupunktes. Vergleicht man sie mit der Temperatur der äußeren Luft, welche ein an der Außenseite des Stativs angebrachtes Thermometer anzeigt, so hat man alle Daten, um mit Hilfe der Tabelle auf S. 96 die Feuchtigkeit der Luft zu berechnen. Hätten wir z. B. als Thaupunkt 12° C. gefunden und die Lufttemperatur sei gleichzeitig + 16° C. Der Temperatur von 12° entspricht eine größte Spannung des Wasserdampfes von 10·5 *mm*. Bei + 16° C. könnte die Luft aber Dampf von 13·5 *mm* Spannkraft aufnehmen. Die relative Feuchtigkeit der Luft beträgt also 10·5 : 13·5 oder 78 Procent.

Das Daniell-Regnault'sche Hygrometer erfordert große Aufmerksamkeit bei dessen Gebrauch, ist übrigens auch durch seinen Ätherconsum ziemlich kostspielig. Viel allgemeinere Anwendung findet daher das sogenannte Psychrometer, von dem schon Hutton und Leslie eine ganz klare Vorstellung besaßen, das aber erst durch August in die Meteorologie eingeführt worden ist. Das Psychrometer besteht aus zwei ganz gleichen Thermometern, welche an dem nämlichen Stativ etwa 1 *dm* voneinander entfernt angebracht sind. Das eine Thermometer dient nur zur Bestimmung der Lufttemperatur und heißt das trockene Thermometer. Die Kugel des anderen, des feuchten Thermometers, trägt eine einfache Musselinhülle, zu welcher ein Docht aus einem darunter befindlichen Blechgefäße beständig Wasser herübersaugt. Die Verdunstung des Wassers in dem Musselinüberzug entzieht dem feuchten Thermometer Wärme, weshalb das Quecksilber in demselben sinkt. Wäre die Luft vollkommen mit Wasserdampf gesättigt, so könnte keine Verdunstung stattfinden, und beide Thermometer würden dann den gleichen Wärmegrad anzeigen. Je trockener die umgebende Luft ist, um so stärker ist die Verdunstung, um so größer also auch der Unterschied in der Temperaturangabe beider Thermometer. Aus diesem Unterschiede läßt sich nun die Luftfeuchtigkeit und die Temperatur des Thaupunktes leicht ermitteln. August (1848) und neuestens Suhle (1884) haben zu diesem Zweck eigene Psychrometertafeln berechnet. Die Differenz der Thermometerstände multipliciert man mit dem auf experimentellem Wege gefundenen constanten Factor 0·65; dann entnimmt man der Tafel das Maximum des Wasserdampfes, welches bei der Temperatur des feuchten Thermometers die Volumeinheit der Luft in sich fassen könnte, und zieht von diesem Maximum das obige Product ab; die Differenz gibt die absolute Feuchtigkeit der Luft an. Zur Ermittelung der relativen Feuchtigkeit muss man den Wert der absoluten Feuchtigkeit noch durch das dem trockenen Thermometer entsprechende Maximum des Wasserdampfes dividieren.



Psychrometer von August.

Für den Fall, dass das an der Musselinhülle haftende Wasser gefroren ist, hat man statt 0·65 die Zahl 0·56 einzusetzen.

Unsere Abbildung zeigt das Psychrometer von August in der Aufstellung, wie sie in Deutschland, Österreich, Russland und mehreren anderen Ländern gebräuchlich ist. Die Thermometer sind in einem schützenden Gehäuse aus Zinkblech mittels Bügeln ziemlich weit vom Fenster angebracht.

Auch das Psychrometer verlangt große Aufmerksamkeit und eine durchaus richtige Behandlung, wenn es einigermaßen genaue Angaben liefern soll. Doch darf nicht außeracht gelassen werden, dass dasselbe bestenfalls nur die Feuchtigkeit angibt, welche unmittelbar in seiner Umgebung herrscht. Wie es in dieser Beziehung in der Höhe aussieht, davon kann das Psychrometer nichts wissen.

Außer der absoluten und relativen Feuchtigkeit ist noch eine dritte Größe für die Luftfeuchtigkeit charakteristisch, auf welche zuerst Wild hingewiesen hat, nämlich das Sättigungsdeficit. Man versteht darunter diejenige Dampfmenge, welche die Luft unter den obwaltenden Umständen noch aufzunehmen imstande ist. Da die Feuchtigkeitsverhältnisse eines Ortes hauptsächlich von der Verdunstung abhängen, die Verdunstungsmessungen aber miteinander wenig vergleichbar sind, so gibt die Differenz des in der Luft vorhandenen Wasserdampfes und des überhaupt möglichen, einen ganz guten Maßstab zur Beurtheilung, ob ein Ort trocken oder feucht ist.

Wie die Luftwärme periodische Schwankungen der Zeit nach an demselben Orte zeigt, so gibt es auch eine tägliche und eine jährliche Periode der absoluten und der relativen Luftfeuchtigkeit und des Sättigungsdeficites. Die täglichen periodischen Änderungen des Dunstdruckes der Luft oder der absoluten Feuchtigkeit sind im Verhältnis zu denen der Temperatur nicht sehr erheblich, dagegen sind die Schwankungen der relativen Feuchtigkeit, welche im Gegensatze zu der absoluten mit steigender Temperatur abnimmt, viel größer. Zur Illustration des Gesagten möge der Gang der absoluten und relativen Feuchtigkeit von Wien, und zwar im Monate Juli, dienen:

	Morgen			Mittag				Mitternacht
Zeit	3 Uhr	6 Uhr	9 Uhr	12 Uhr	3 Uhr	6 Uhr	9 Uhr	12 Uhr
Absolute Feuchtigkeit .	10·7	10·5	10·7	10·8	10·8	11·2	11·4	10·9
Relative Feuchtigkeit .	75	74	61	51	48	53	66	72

Betrachtet man nun den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit näher, so findet man, dass sich in demselben zwei verschiedene Haupttypen zeigen. Auf dem Meere, an Küsten und in sehr feuchten Binnenländern, ferner in der Regenzeit fällt das Maximum des Dampfdruckes in die Zeit der größten Tageswärme. Dort wächst der Dampfdruck den Vormittag über, bis er am Nachmittag seine größte Höhe erreicht, auf welcher er ohne bedeutende Veränderung von 1 bis 3 Uhr sich hält, worauf am späteren Nachmittag wieder eine Abnahme eintritt, welche den Abend und die Nacht hindurch fortgeht. Im Binnenlande dagegen gibt es zwei Maxima, wovon das eine auf den Vormittag, das andere auf den Nachmittag fällt. Hier tritt der niedrigste Dunstdruck früh am Morgen, ungefähr um Sonnenaufgang, ein, dann steigt derselbe bis gegen 8 bis 9 Uhr, worauf er wieder bis 2 Uhr etwas zurückgeht, um dann wieder bis 9 Uhr abends zu steigen und nun erst zum Sinken überzugehen, das den Abend und die Nacht über fortdauert. Die Erklärung der täglichen Periode der absoluten Feuchtigkeit bietet uns der aufsteigende Luftstrom, welcher bei steigender Tageswärme sich entwickelt. Dieser führt die Wasserdämpfe der unteren Luftschicht aufwärts; da die Verdunstung am Erdboden den weggeführten Wasserdampf nicht mehr ersetzen kann,

nimmt die absolute Feuchtigkeit bis gegen Abend ab; während nun der aufsteigende Luftstrom immer schwächer wird, nehmen die Wasserdämpfe in den unteren Luftschichten wieder zu und nähern sich der Sättigung. Anders in feuchten Gegenden, auf dem Meere, an Küsten und an größeren Landseen, wo die Verdunstung mit der steigenden Temperatur gleichen Schritt halten kann. Da während des Winters in den Binnenländern höherer Breiten ein intensiver aufsteigender Luftstrom fehlt, so ist daselbst in dieser Jahreszeit die tägliche Periode der Dampfspannung sehr gering und nähert sich derjenigen der Küstenländer.

Im Gegensatz zur täglichen Periode der absoluten Luftfeuchtigkeit ist der tägliche Gang der relativen Feuchtigkeit fast überall auf der Erde ein ähnlicher; zugleich ist er im allgemeinen viel ausgeprägter als jener der absoluten Feuchtigkeit. Die relative Feuchtigkeit ist am Morgen am größten und am Nachmittag am geringsten; das Morgenmaximum tritt im Sommer früher ein als im Winter. Vergleicht man den täglichen Gang der relativen Feuchtigkeit mit dem der Temperatur, so findet man, dass erstere am größten ist, wenn die letztere am niedrigsten ist und umgekehrt. Im Jänner, wo die Amplitude der Lufttemperatur klein ist, ist auch die Amplitude der relativen Feuchtigkeit klein, im Juli sind beider Amplituden größer. Ferner sind die Amplituden der relativen Feuchtigkeit im Binnenlande größer als an den Küsten.

Die tägliche Periode des Sättigungsdeficites ist bis jetzt noch nicht genügend untersucht worden, doch ist es wahrscheinlich, dass dieselbe sich dem Gange der Temperatur anschließt.

Der jährliche Gang der absoluten Feuchtigkeit schließt sich sehr nahe an denjenigen der Temperatur an, wie das folgende Beispiel von Wien zeigt:

Monat	Dec.	Jän.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.
Temperatur . . .	−0·8	−1·3	0·4	4·1	10·0	15·1	18·6	20·3	19·6	16·1	10·5	3·7
Absolute Feuchtigkeit	3·7	3·6	3·8	4·4	5·6	8·3	10·1	11·9	11·0	9·3	7·4	4·8

Der niedrigste Druck fällt in die Wintermonate, der höchste in den Juli und August. An den Meeresküsten schließt sich die jährliche Periode des Dunstdruckes genauer an die Temperatur der Meeresoberfläche, als an die Lufttemperatur an. Von den Küsten, wo die jährliche Amplitude des Dunstdruckes am geringsten ist, nimmt dieselbe nach dem Innern der Continente zu, ebenso von den Tropen nach der gemäßigten Zone hin.

Die jährliche Periode der relativen Feuchtigkeit ist viel weniger regelmäßig als diejenige der absoluten Feuchtigkeit. Auf den Küstenstationen ist zwar ihre Amplitude klein und nimmt nach dem Innern der Continente zu, im übrigen aber ist sie für die einzelnen Gegenden sehr verschieden. Auch die Zeiten des Maximums und Minimums differieren sehr bedeutend. So fällt z. B. in Deutschland ihr Maximum fast durchgehends in den Jänner oder Februar, ihr Minimum in den Mai; im europäischen Russland (mit Ausnahme der nördlichen Küstengegend am Schwarzen, Asow'schen und Kaspischen Meer) das Maximum in die Monate December bis Februar, das Minimum in die Monate Mai und Juni; in den ostasiatischen Küstenländern das Maximum in den Juli und August, das Minimum in die Monate April und Mai; in Batavia das Maximum in den Jänner, das Minimum in den September.

Es mögen nun noch einige Beispiele für den jährlichen Gang der absoluten und relativen Feuchtigkeit an verschiedenen Orten zum Vergleiche folgen:

		Dec.	Jän.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
Wien . . .	A. F.	3·7	3·6	3·8	4·4	5·6	8·3	10·1	11·9	11·0	9·3	7·4	4·8	6·9
	R. F.	83	84	79	72	63	64	64	63	66	69	76	80	72
Berlin . .	A. F.	4·2	3·9	4·1	4·5	5·3	7·1	9·6	10·7	10·6	8·8	7·2	5·1	6·6
	R. F.	84	84	80	75	69	64	66	67	69	73	79	83	74
Breslau . .	A. F.	3·8	3·6	3·8	4·2	5·4	7·3	9·6	10·5	10·4	8·8	6·9	4·8	6·5
	R. F.	84	84	82	77	70	67	68	68	70	73	79	83	75
Hamburg .	A. F.	4·7	4·3	4·8	4·8	5·8	7·6	10·3	11·7	11·3	9·8	7·5	5·6	7·4
	R. F.	92	90	88	81	73	71	73	77	78	82	86	90	82
Helgoland .	A. F.	5·0	4·8	4·7	4·8	5·7	7·0	9·7	11·4	11·5	9·9	7·9	5·8	7·4
	R. F.	87	90	88	86	83	78	83	83	83	83	82	82	84
Petersburg .	A. F.	3·0	2·6	2·5	3·0	4·2	6·0	8·7	10·6	10·3	8·0	5·5	3·8	5·7
	R. F.	90	90	90	85	78	71	72	74	78	82	84	87	82
Tiflis . . .	A. F.	4·2	3·6	3·8	4·9	6·3	9·2	10·9	12·2	12·3	10 2	8·1	5·8	7·6
	R. F.	77	76	74	68	63	64	61	56	59	64	70	75	67
Barnaul . .	A. F.	1·7	1·3	1·5	2·2	3·9	5·8	8·9	11·2	10·0	6·6	4·1	2·4	5·0
	R. F.	91	93	93	90	75	61	64	70	73	74	78	87	79
Peking . .	A. F.	2·3	2·0	2·4	3·5	5·5	8·3	12·8	18·2	16·8	11·4	6·4	3·5	7·8
	R. F.	58	58	59	54	49	51	61	76	76	68	60	58	61

A. F. = Absolute Feuchtigkeit. — R. F. = Relative Feuchtigkeit.

Die jährliche Periode des Sättigungsdeficites zeigt eine auffällige Übereinstimmung mit dem Gange der Temperatur; denn wir finden, dass das Minimum in die Monate December, Jänner oder Februar, das Maximum nahezu ausschließlich in den Juli fällt. Demgemäß erscheint der Sommer als die trockenste, der Winter als die feuchteste Jahreszeit, der Frühling trockener als der Herbst. Die jährliche Amplitude des Sättigungsdeficites ist an der Küste kleiner als im Binnenlande, im Westen kleiner als im Osten; sie nimmt mit wachsender Seehöhe ab. Bewölkung und Winde nehmen auf das Sättigungsdeficit einen ziemlich bedeutenden Einfluss.

Überhaupt ist der Einfluss der Winde auf die Feuchtigkeit der Luft und deren Änderungen ein sehr großer, was auch leicht einzusehen ist. Wäre allen Winden gleichmäßig eine flüssige Bodenfläche dargeboten, aus welcher sie die Wasserdämpfe schöpfen, so würden sie bezüglich ihrer absoluten Feuchtigkeit dieselben Gegensätze zeigen, wie bezüglich ihrer Temperatur. Es würden die äquatorialen Winde (d. h. Winde aus niedrigen Breiten) die feuchten, die polaren Winde (d. h. Winde aus höheren Breiten) die trockenen sein. Dies ist nun wohl im allgemeinen der Fall, und zwar deshalb, weil die äquatorialen Winde vermöge ihrer höheren Temperatur auch die absolute Feuchtigkeit erhöhen, die kalten Polarwinde sie erniedrigen. Wegen der ungleichmäßigen Vertheilung der Land- und Wassermassen auf der Erde erhalten aber die Winde, abgesehen von der Breitenrichtung, die sie verfolgen, einen verschiedenen Feuchtigkeitsgehalt. Selbstverständlich sind die vom Meere her kommenden Seewinde viel feuchter, als die über große Continentalmassen her wehenden Landwinde. Bei uns in Europa kommen die Südwest- und Westwinde vom Atlantischen Ocean her, sie bringen trübes, feuchtes Wetter; die Nordost- und Ostwinde, welche über das trockene Festland streichen, klären den Himmel auf und bringen trockenes Wetter. Die große Trockenheit unseres Frühlings erklärt sich aus den zu dieser Zeit so häufigen Ostwinden, zum Theil freilich auch aus der rasch steigenden Temperatur.

Um die den einzelnen Winden zukommende Luftfeuchtigkeit genauer zu bestimmen, hat man für gewisse Orte die aus längeren Beobachtungsreihen gewonnenen Feuchtigkeitsangaben für jede einzelne Windrichtung zusammengestellt und

daraus Mittelwerte berechnet. So fand Kämtz für Halle a. d. S. die folgende durchschnittliche Dampfspannung in Millimeter für die einzelnen Winde:

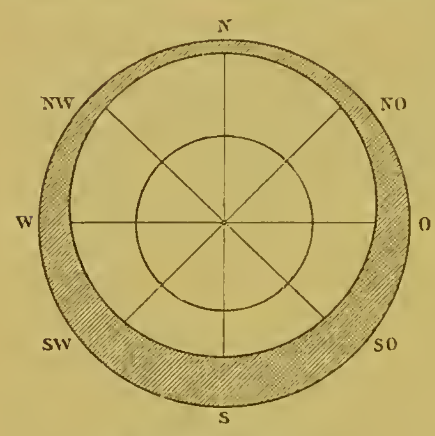
Nord	Nordost	Ost	Südost	Süd	Südwest	West	Nordwest
6·72	6·56	6·90	7·31	7·83	7·47	7·26	6·90

Man stellt derartige Ergebnisse auch graphisch dar und erhält sodann eine sogenannte atmische Windrose, wie unsere Figur zeigt.

Aus den bisher entworfenen atmischen Windrosen ergeben sich folgende Resultate:

	Winter höchster Druck der Wasserdämpfe	Winter niedrigster Druck der Wasserdämpfe	Sommer höchster Druck der Wasserdämpfe	Sommer niedrigster Druck der Wasserdämpfe
Südliches Norwegen	SW	NNO	SO	NW
London	SW	ONO	S	NO
Halle a. d. S..	S	NO	S	NO.
Mühlhausen am Eichsfeld . . .	SW	NO	S	WNW
Arys in Ostpreußen	W	ONO	OSO	W
Melbourne	SSW	O	NO	NNW

Die Feuchtigkeit der Luft, namentlich die relative, besitzt nicht bloß eine große climatologische Bedeutung, sondern ist auch auf die Vegetation, wie auf Menschen und Thiere von tief eingreifendem Einfluss. Diesen letzteren wollen wir zum Schlusse noch einer Betrachtung unterziehen. Die relative Feuchtigkeit bestimmt neben der Temperatur auch die sogenannte Evaporationskraft des Klimas, d. i. die Stärke der Verdunstung, mit welcher das Wasserbedürfnis der Organismen proportional geht. Die absolute Luftfeuchtigkeit ist in dieser Hinsicht von viel geringerer Bedeutung. „Ein Dampfdruck von 9 *mm* z. B. sagt an sich climatologisch sehr wenig; wenn man aber dazu weiß, dass die gleichzeitige Lufttemperatur 9·7° oder 20·6° C. war, so ist damit gegeben, dass im ersten Falle die Luft mit Wasserdampf gesättigt (relative Feuchtigkeit 100 Procent), also die Verdunstung ganz aufgehoben war, im zweiten Falle hingegen die Luft nur halb gesättigt (relative Feuchtigkeit 50 Procent) und daher eine lebhafte Verdampfung möglich war."



Atmische Windrose.

Was zunächst den Einfluss der relativen Trockenheit oder Feuchtigkeit auf die Vegetation betrifft, so gehört dieselbe zu den Hauptursachen der Begrenzung der Pflanzenbezirke in den verschiedenen Ländern. Eine allzu wasserreiche Luft erstickt gleichsam die Pflanzen, und eine aller Wasserdünste entbehrende Luft verbrennt sie. Zahlreiche Pflanzen vermögen nicht in die dürren Steppen Russlands einzudringen, wo die Temperatur ihnen sonst günstig wäre. Andere können sich in dem westlichen Großbritannien nicht einleben, wo Luftfeuchtigkeit und Regenmenge verhältnismäßig ungewöhnlich sind. Alle Pflanzenarten aber, die sich in solchen feuchten Ländern entwickeln, sind von einer wunderbaren Frische, wogegen in außerordentlich trockenen Gegenden die Pflanzengebilde von der Natur zum Schutze gegen die Verdunstung eigenartig ausgestattet sind, wie Saftgewächse, Zwiebelpflanzen und Dornsträucher. In den Tropenländern, wo die mittlere Wärme das ganze Jahr hindurch ausreicht, um die Pflanzen zur vollen Entwickelung gelangen zu lassen, ist die Feuchtigkeit von überwiegendem Einfluss, derart, dass die Bäume in der trockenen Jahreszeit z. B. vielfach ihre Blätter verlieren.

Von besonderem Interesse für uns ist aber die Einwirkung der relativen Luftfeuchtigkeit auf den Menschen. Nach Pettenkofer und Voit gibt ein erwachsener Mensch täglich 900 *g* Wasser durch Haut und Lungen ab, davon kommen sechs Zehntel oder 540 *g* auf die Haut allein, und es bringen schon Schwankungen von 1 Procent der relativen Feuchtigkeit merkliche Änderungen in der Hautausdünstung hervor. Wird die Verdunstung durch Haut und Lungen verringert, so erhöhen sich die Secretionen. Plötzliche Schwankungen der Feuchtigkeit wirken deshalb sehr empfindlich auf einen kranken Organismus. Zunächst äußern sie sich durch plötzliche Vermehrung oder Verminderung des Blutdruckes. So verursacht der in der Schweiz, in Vorarlberg und Tirol häufig auftretende warme Föhnwind wegen seiner Trockenheit vielen Leuten heftige Kopfschmerzen.

Mit Recht machte neuestens W. Ule darauf aufmerksam, dass es namentlich das Durstgefühl ist, welches als ein Maß für den Verbrauch an Feuchtigkeit einerseits durch das Aushauchen der Lungen, anderseits durch das Ausdünsten der Haut gelten kann. Das letztere wird um so lebhafter sein, je weiter die Luft von der Sättigung entfernt, je geringer also die relative Feuchtigkeit ist. Daher das große Durstgefühl in den Tropen, in Wüsten und auch in unseren Gegenden an heißen trockenen Tagen. Wie aber erklärt sich dann der brennende Durst in den feuchten Polarregionen, von dem uns doch die Nordpolfahrer so viel erzählen? Sehr einfach durch die niedrige Temperatur, denn wir athmen dort kalte Luft, deren absolute Feuchtigkeit eine sehr geringe ist, ein; wir athmen aber warme, gesättigte Luft aus. Je größer die Temperaturdifferenz, um so größer auch der Feuchtigkeitsverbrauch.

Das wasserärmere Blut in trockenen Klimaten wirkt als ein intensiveres Stimulans auf das Nervensystem und steigert dessen Functionen; die Folgen sind Aufregung und Schlaflosigkeit. Diese Wirkung tritt auch anfänglich bei Gesunden ein, die in ein trockenes Klima oder ein Höhenklima kommen, sie äußert sich in einer gewissen Unruhe. Das Höhenklima ist selbst bei größerer relativer Feuchtigkeit dem trockenen Klima tieferer Orte in dieser Beziehung gleichzustellen, weil der verminderte Luftdruck die Verdunstung steigert. Daher trocknet in großen Höhen alles viel rascher, getödtete oder gefallene Thiere mumificieren, ohne zu faulen (schon im unteren Engadin ist luftgetrocknetes Fleisch landesübliche Speise), der Schweiß verdunstet rasch, die Haut ist trocken und spröde, das Durstgefühl wird gesteigert.

Nach Thomas äußern feuchte Luft, sowie erhöhter Luftdruck folgende Einflüsse auf den menschlichen Organismus: Herabstimmung der Functionen des Nervensystems, ruhiger Schlaf, vermehrte Kohlensäureausscheidung, verlangsamte Blutbewegung. Dagegen bewirken trockene Luft und verminderter Luftdruck: nervöse Aufregung, Schlaflosigkeit, Pulsbeschleunigung, größere Hauttrockenheit, Wärmeverminderung.

Während sich bei trockener Luft eine kräftige Ausdünstung an der Hautoberfläche vollzieht, bei welcher der Körper kühl bleibt und seine Arbeitsfähigkeit selbst unter dem Einflusse bedeutender Hitze bewahrt, liegt die feuchte, schwüle Luft, indem sie die Hautausdünstung verhindert, mit bleierner Schwere auf dem menschlichen Körper und lässt keine Freudigkeit zu ruhigem Schaffen in ihm aufkommen. Bei trockener Luft lassen sich sehr hohe Hitzegrade verhältnismäßig leicht ertragen; dagegen wirkt die Dampfarmut der Luft bei warmem Winde sehr unangenehm. M. Lichtenstein erzählt von seiner Reise durch die Südkarroo, dass seine eingeborenen Begleiter bei einem sciroccoartigen Winde sich ihr Gesicht mit Tüchern umwanden, um die trockene Glut weniger zu empfinden. In solchen trockenen Klimaten springen Lippen und Nägel gerne auf, weshalb auch die Bewohner des

trockenheißen Südafrikas sich mit Ocker oder Butter beschmieren, um ihre Haut zu schützen. Die außerordentliche Feuchtigkeit der Luft bei hoher Temperatur in der tropischen Regenzeit wirkt vollständig erschlaffend und abspannend. In Indien wird man, wie R. Garbe sagt, in der trockenen Jahreszeit gebraten, in der Regenzeit gesotten. In der letzteren verliert der Europäer alle Willenskraft; er ist selbst nicht imstande, sein Tagebuch zu führen, ja nicht einmal zu lesen.

Sehr wichtig ist auch der verschiedene Grad der relativen Feuchtigkeit für die Ertragung von raschen Temperaturänderungen. Die Bewohner der Wüsten und trockener Gegenden überhaupt vertragen ohne Unannehmlichkeit große Temperatursprünge, die in feuchteren Klimaten sehr schädlich wirken würden. So berichtet z. B. J. Thomson, dass in Massailand in Ostafrika wegen der großen Trockenheit der Luft die schroffen Temperaturänderungen zwischen dem Morgen, wo das Gras mit Reif bedeckt war, und dem Nachmittag, da eine Temperatur von 32° C. herrschte, ihm gar nicht lästig wurden und es geradezu wunderbar anzusehen war, wie bei einer Temperatur von 0° die Neger in freier Luft ohne einen Fetzen Kleidung schliefen. Dagegen sind bei der großen Luftfeuchtigkeit während der tropischen Regenzeit geringere Temperaturunterschiede sehr empfindsam. In dieser Jahreszeit, wo kein Gegenstand trocken zu erhalten ist, wo der überreiche Niederschlag über die Innenwände der Gebäude ebenso fortwährend herniederrieselt, wie der Schweiß über den ganzen Körper des Menschen bei der geringsten Bewegung, wo Stiefel und Kleider verschimmeln und verfaulen, alle Eisengegenstände in kürzester Zeit rosten und die Gewehrläufe trotz steter Reinigung nicht blank zu erhalten sind, ja die Feuchtigkeit sogar in die verlötheten Conservenbüchsen eindringt und die Speisen ungenießbar macht, ruft jeder Luftzug oder Windhauch ein Frösteln hervor. Die Neger von Gombé in Senegambien und in verschiedenen Gegenden am Congo schlafen während der Regenzeit auf hohlen Bänken aus Thon, die sie am Abend heizen, und hüllen sich dabei in ihre Matten ein.

Der Einfluss der verschiedenen relativen Luftfeuchtigkeit erstreckt sich aber nicht bloß auf das Wohl- oder Übelbefinden des Menschen, sie beeinflusst vielmehr auch seinen Habitus, sein Temperament und seinen Charakter. So hat G. Nachtigal die interessante Thatsache beobachtet, dass die Bewohner der so lufttrockenen Sahara mager, aber elastisch und thatkräftig sind, wogegen die benachbarten Sudanneger in dem sehr feuchten Tsadseebecken wohlgenährt und nicht selten zur Fettbildung und zu einer gewissen Schwerfälligkeit geneigt sind. Während jene von einer geradezu unglaublichen Enthaltsamkeit und Mäßigkeit sind, zeigen diese eine gewisse Vorliebe für die Freuden der Tafel und sinnliche Genüsse.

Eine ziemlich erschöpfende Zusammenstellung über den Einfluss des Klimas auf die Sitten und Gebräuche der Nordamerikaner hat E. Desor 1853 in einem Vortrage geboten, aus welchem sich die hohe Bedeutung ergibt, welche der Wassergehalt der Atmosphäre für die klimatischen Verhältnisse eines Landes und für seine Bewohner besitzt.

Bei gleicher mittlerer Jahreswärme und nahezu gleichem jährlichen Gange der Temperatur zeigt doch das Klima eines Ortes in Nordamerika noch große Verschiedenheiten von dem der Westküste Europas, welche den deutschen Auswanderern sehr auffallend sind und sie zu manchen Änderungen ihrer Gewohnheiten nöthigen. Die Wäsche trocknet rascher; die Brotvorräthe, welche man in Europa mehrere Wochen lang aufbewahren kann, werden dort in wenigen Tagen ungenießbar, weil das Brot zu rasch austrocknet. Die Ernten sind in Nordamerika weniger unsicher als in Europa. In Nordamerika kann man ohne Nachtheil für die Gesundheit in ein eben erst vollendetes Haus einziehen, man hat nicht nöthig, erst auf

das Austrocknen der Wände zu warten; dagegen haben die Schreiner mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen, indem Holz, welches man in Europa für hinlänglich ausgetrocknet halten würde, um es für Möbel zu verwenden, zu Boston und New-York in kurzer Zeit reißt; auch müssen die Schreiner in Amerika viel stärkeren Leim anwenden als in Europa.

Alle diese Erscheinungen deuten darauf hin, dass die Luft an den Ostküsten von Nordamerika im Durchschnitt weit trockener ist als an den Westküsten von Europa. Da nun aber weder die Regenmenge noch die Anzahl der Regentage in Nordamerika geringer ist als in Europa, so kann der erwähnte Unterschied nur dadurch bedingt sein, dass dort bei schönem Wetter die Atmosphäre weniger mit Feuchtigkeit beladen ist als bei uns. Die Luft bleibt nicht, wie in England und Westeuropa, immer ihrem Sättigungspunkte nahe. Sobald es aufgehört hat zu regnen und der Wechsel des Windes schönes Wetter bringt, geht das Hygrometer augenblicklich herunter und der Thaupunkt sinkt bedeutend unter die Temperatur der Luft.

Die Ursache dieser größeren Trockenheit ist leicht zu erklären. In Amerika ist Südwest der herrschende Wind wie in Europa; an den Westküsten von Europa kommt aber dieser Wind mit Feuchtigkeit beladen an, weil er bei seiner Berührung mit dem Atlantischen Ocean viel Wasserdampf aufnehmen konnte, der Südwest ist bei uns also Regenwind. Anders an den Ostküsten von Nordamerika; dort kommen die Südwestwinde erst an, nachdem sie einen weiten Weg über Land und über ziemlich hohe Gebirge zurückgelegt haben, wo sie sich ihrer Feuchtigkeit entledigen, weshalb sie nur selten Regen bringen.

Der Einfluss dieser klimatischen Verhältnisse auf die Bewohner von Nordamerika ist auffallend. Selten findet man dort, was man wohlgenährt nennt. Die Nordamerikaner sind meistens mager und zeichnen sich namentlich durch einen langen Hals aus. Europäer, welche nach Amerika kommen, werden bald magerer, während umgekehrt die Nordamerikaner in Europa bald dicker werden. Dem Europäer, welcher in New-York, Boston oder Baltimore landet, fällt die fieberhafte Regsamkeit auf, welche überall herrscht. Jedermann ist in Eile; die Leute auf der Straße laufen mehr als sie gehen. Allerdings bemerkt man in den großen Städten Englands etwas ähnliches, aber die Thätigkeit des Engländers scheint mehr überlegt, sagt Desor, die des Yankee mehr instinctmäßig, mehr das Resultat einer natürlichen Ungeduld als der Nothwendigkeit. Der Amerikaner gönnt sich kaum die Zeit zum Speisen, selbst wenn er nichts zu thun hat. Trotz ihrer anscheinenden Kälte sind die Amerikaner weit reizbarer als die Europäer und ihre Empfindlichkeit ist sprichwörtlich. Nervosität und Hysterie sind Nationalkrankheiten.

Es wäre von großem Interesse, den Einfluss der relativen Luftfeuchtigkeit auf den Charakter auch anderer Völker eingehenderem Studium zu unterziehen.

Viertes Capitel.

Der Luftdruck.

Der Luftdruck. — Abnahme desselben mit der Höhe. — Das Barometer. — Höhenmessung mittels des Barometers. — Thermometrische Höhenmessung. — Tägliche und jährliche Periode des Luftdruckes. — Die Vertheilung des Luftdruckes über die Erde. — Isobaren. — Einfluss des verschiedenen Luftdruckes auf den Menschen.

Die Luft besitzt weder eine selbständige Form, noch ein selbständiges Volumen, in vollkommen reinem Zustande ist sie unserem Auge auch unsichtbar, und dennoch können wir an ihrer Körperlichkeit nicht zweifeln. „Mag man den Grashalm im Abendhauch erzittern oder eine Riesentanne unter der Gewalt des Sturmes sich beugen sehen — immer erkennt man, ohne eines besonderen Nachdenkens zu bedürfen, dass die im anprallenden Winde fühlbare Macht die Bewegung eines Stoffes sei." Die Kenntnis von dem Dasein der Luft war jedoch lange Zeit auch das einzige, was man über sie wusste. Es dauerte gar lange, bis die Wissenschaft sich zu der Erkenntnis durchgerungen hatte, dass die Luft wie alle Körper unter dem Gesetz der Schwere stehe und infolge dessen auch Gewicht besitze. Die Naturlehre des Alterthums, mit Wortgegensätzen spielend, war gewohnt, die Luft als ihrem Wesen nach „leicht", weil nach „oben" strebend, den „schweren", nach „unten" fallenden Körpern gegenüber zu stellen. Zwar vermuthete schon Aristoteles, dass die Luft ein Gewicht habe; als er aber, sich hiervon Gewissheit zu verschaffen, einen leeren und einen mit Luft gefüllten Schlauch abwog, fand er keinen Gewichtsunterschied und sprach deshalb der Luft die Schwere ab. Erst Galilei erkannte, dass die Luft ein schwerer Körper sei.

Um das Gewicht der Luft zu bestimmen, wiegt man zuerst ein Gefäß voll Luft mit größter Genauigkeit, pumpt hierauf die Luft aus und wiegt dann nochmals. Auf diese Weise findet man, dass 1 *l* Luft nahezu $1^1/_3$ *g* schwer ist. Das Gewicht der Luft ist somit, relativ betrachtet, freilich gering; aber wegen ihrer ungeheuren Ausdehnung hat die Atmosphäre ein enormes Gesammtgewicht. Man hat dasselbe zu etwas mehr als 5 Trillionen Kilogramm berechnet (vgl. S. 27). Eine massive Kugel von Kupfer, die so viel wiegen würde, hätte einen Durchmesser von nahezu 100 *km*.

Wie jedes Gas, so ist auch die atmosphärische Luft elastisch, d. h. sie lässt sich durch Druck auf einen kleineren Raum zusammenpressen und dehnt sich wieder aus, wenn der Druck nachlässt. Das Gesetz für die Zusammendrückbarkeit der Luft stellte erfahrungsgemäß der englische Naturforscher Robert Boyle (1626 bis 1691) schon im Jahre 1680 fest; bald darauf fand der französische Physiker Edme Mariotte († 1684), gestützt auf eigene Versuche, den einfachen Ausdruck, und nach ihm wird dasselbe gewöhnlich benannt. Nach dem Mariotte'schen Gesetz

verhält sich das Volumen der eingeschlossenen Luft umgekehrt wie der Druck, oder die Dichtigkeit wächst im geraden Verhältnisse des Druckes. Dieses Gesetz hat aber nicht bloß für die atmosphärische Luft, sondern für jedes Gas ohne Ausnahme seine Giltigkeit. Nimmt z. B. eine Gasmasse bei einem Drucke von 100 *kg* einen Raum von 10 m^3 ein, so wird sie bei einem Drucke von 200 *kg* nur noch einen Raum von 5 m^3 einnehmen; erhöht man den Druck auf 400 *kg*, so vermindert sich der Raum der Gasmasse auf $2^1/_2$ m^3.

Selbstverständlich wird eine Gasmasse auch durch ihre eigenen Bestandtheile zusammengedrückt. In der Atmosphäre erleiden die unteren Luftschichten von allen über ihnen lagernden einen Druck, die untersten, unmittelbar auf dem Boden befindlichen werden am meisten zusammengepresst. Der Druck, welcher auf der Sohle des Luftoceans, dem Spiegel des Meeres, am größten ist, nimmt mit zunehmender Höhe ab. Infolge dessen ist aber die Luft auch nicht überall gleich dicht; vielmehr ist sie zu unterst am dichtesten und lockert sich nach oben zu mehr und mehr auf, weil die Mächtigkeit der darüber liegenden Schichten nach oben zu sich stetig vermindert. Schon Blaise Pascal (1623 bis 1662) machte die Beobachtung, dass ein im Thale nur zum Theil mit Luft gefüllter und dann möglichst gut verschlossener Ballon auf einer Bergeshöhe sich beträchtlich aufblähte. Dieselbe Luftmenge, welche im Tieflande unter der Last der ganzen Atmosphäre auf einen relativ kleinen Raum zusammengepresst wird, bringt demnach ihre Tendenz, sich vermöge ihrer Expansivkraft auszudehnen, mit Erfolg zur Geltung in Meereshöhen, wo jener Druck ansehnlich geringer ist.

Stellt man eine Berechnung der Dichte der Luft in verschiedenen Höhen an, so gelangt man zu folgenden Ergebnissen. In einer Höhe von 5 *km* hat die Luft nur ungefähr die Hälfte der Dichte, welche sie im Meeresniveau besitzt; in der Höhe von 10 *km* ist ihre Dichte nur etwa 0·3 von dieser, in 15 *km* Höhe nur 0·16, in 30 *km* Höhe 0·03, in 60 *km* nur mehr beiläufig 0·001 der Dichte am Meeresspiegel.

Vermöge ihres Gewichtes und ihrer Elasticität übt die atmosphärische Luft auf jeden Punkt der Erdoberfläche und auf jeden in ersterer befindlichen Körper einen Druck aus. Die Veranlassung zur Entdeckung dieses Luftdruckes war folgende. Allgemein bekannt sind die sogenannten Saugpumpen, die in den meisten Fällen, wenn Wasser aus geringerer Tiefe emporgehoben werden soll, Anwendung finden. In einem Cylinder geht ein luftdicht verschließender Kolben auf und ab. Wird der Kolben emporgezogen, so öffnet sich ein im Boden des Cylinders angebrachtes Ventil und das Wasser folgt dem Kolben nach. Geht dieser dann abwärts, so schließt sich das Ventil, und es öffnet sich ein zweites im Kolben selbst, durch welches nun das im Cylinder befindliche Wasser über den Kolben tritt, um beim nächsten Kolbenhube abzufließen. Die Erscheinung, dass das Wasser nach jedem Kolbenspiele in der Saugröhre steigt, suchte man durch den aristotelischen „Abscheu der Natur vor dem Leeren" zu erklären. Da bemerkte um das Jahr 1639 ein Gärtner in Florenz, dass bei einer neuerrichteten Saugpumpe, mit welcher man Wasser auf circa 16 *m* Höhe heben wollte, die Flüssigkeit nicht über 10·3 *m* im Saugrohre stieg. Diese ihm unerklärliche Erscheinung theilte er alsbald dem hochberühmten Galilei mit, seine Rathschläge erbittend. Der große Forscher gerieth durch diesen Fall in nicht geringe Verlegenheit; als trotz aller Bemühungen das Wasser im Rohre nicht höher steigen wollte, erklärte er, der Abscheu der Natur vor dem leeren Raume reiche eben nur bis zu dieser Höhe. Doch vermuthete Galilei nach weiterem Nachdenken, dass die Erscheinung mit der Schwere der Luft in Verbindung zu bringen sei. Erst nach seinem Tode, er starb im Jahre 1642,

gelang es seinem Lieblingsschüler Toricelli den Beweis zu führen, dass nur der Druck der Atmosphäre das Wasser bis zur entsprechenden Höhe in die Saugröhre treibe.

Im Jahre 1643 füllte Toricelli eine an dem einen Ende zugeschmolzene Glasröhre von 972 *mm* Länge mit Quecksilber, drückte das offene Ende derselben mit dem Daumen zu, kehrte die Röhre um und senkte sie in eine Schale mit Quecksilber. Als er den Finger zurückzog, entleerte sich das Quecksilber nicht vollständig, sondern blieb in der Röhre bis zu einer Höhe von 760 *mm* stehen. Über der Quecksilbersäule befand sich nun ein leerer Raum, vor welchem die Natur nicht den mindesten Abscheu zeigte. Diesen leeren Raum über dem Quecksilber nannte man dem Erfinder zu Ehren die „Toricelli'sche Leere“ oder das „Toricelli'sche Vacuum“. Die Quecksilbersäule innerhalb der Röhre ist offenbar als ein Gegengewicht gegen den atmosphärischen Luftdruck anzusehen. Nun hatte man auch die Ursache gefunden, warum das Wasser in der obenerwähnten Saugpumpe nicht höher als 10·3 *m* stieg. Wenn nämlich der Druck der Luft einer Quecksilbersäule von 760 *mm* das Gleichgewicht zu halten vermag, so kann die an ihre Stelle tretende Wassersäule 13·6mal so groß, also 10·3 *m* hoch sein, da das Wasser 13·6mal so leicht ist als das Quecksilber. Das Gewicht einer bis an die obere Grenze des Luftoceans reichenden Luftsäule ist somit gleich dem Gewichte einer 10·3 *m* hohen Wassersäule oder einer 760 *mm* hohen Quecksilbersäule von gleichem Querschnitt.

Einwürfe, welche gegen die Toricelli'sche Entdeckung gemacht wurden, brachten die Experimente Blaise Pascals bald zum Schweigen. Derselbe vermuthete vollkommen richtig, dass lediglich die Luftschichten, welche über der freien Quecksilberoberfläche lasten, den Druck ausüben, keineswegs aber die darunter befindlichen. Auf einem hohen Berge müsse daher, so schloss er, das Quecksilber in der Toricelli'schen Röhre niedriger als 760 *mm* stehen, weil dort ein gewisser Theil der Atmosphäre sich unter dem Beobachter befinde. Auf Pascals Veranlassung führte dessen Schwager Périer in Clermont am 19. September 1648 einen entsprechenden Versuch aus. Vor einer Anzahl von Notabeln Clermonts bestimmte er zuerst in seinem Hause die Höhe des Quecksilbers in der Röhre. Darauf erstieg man den Gipfel des benachbarten 1477 *m* hohen Puy de Dôme und fand daselbst, dass die Quecksilbersäule um 84·6 *mm* niedriger war als in Clermont. Auf dem Rückwege bestimmte man auch noch in Font de l'Arbre die Höhe der Säule und fand dort ihre Höhe größer als auf dem Gipfel des Berges, aber geringer als in Clermont. In den nächsten Jahren beobachteten nun Pascal in Paris, Périer in Clermont, sowie Descartes in Stockholm die Höhe des Quecksilbers in der Toricelli'schen Röhre und gelangten stets zu den nämlichen Resultaten. J. J. Scheuchzer machte im Anfang des 18. Jahrhunderts die gleichen Erfahrungen, als er die Höhen der Quecksilbersäule am Fuße und auf der Spitze verschiedener Thürme miteinander verglich. So erhielten er und sein Bruder an der Züricher Domkirche bei 78·4 *m* senkrechtem Höhenabstand 7·9 *mm* Unterschied in den Quecksilberständen.

Der Druck der Atmosphäre ist ein gewaltiger. Da derselbe am Meeresspiegel, wo er am bedeutendsten ist, einer Quecksilbersäule von ungefähr 760 *mm* das Gleichgewicht hält, so kann man den Druck der Luft daraus berechnen. Bei 1 cm^2 Grundfläche enthält die Quecksilbersäule 76 cm^3 Quecksilber; da 1 cm^3 dieses Metalles 13·6 *g* wiegt, so drückt die Quecksilbersäule auf ihre Grundfläche mit $76 \times 13{\cdot}6\,g =$ $= 1{\cdot}03\,kg$. Mit demselben Gewicht drückt die Atmosphäre auf jeden Quadratcentimeter nicht bloß wagrechter ebener Flächen, sondern wie alle elastischen Flüssig-

keiten infolge ihrer Spannung nach allen Seiten. Gerade dadurch aber wird der Luftdruck, der alles zermalmen würde, wenn er ein einseitiger wäre, erträglich. Nur solche luftleere Körper, welche nicht sehr starke Wandungen haben, leiden unter demselben und können sogar zertrümmert werden. Der Druck, den die Atmosphäre auf einen erwachsenen Menschen von mittlerer Größe ausübt, beträgt nicht weniger als 14.000 bis 15.000 *kg*, aber dieser Druck wird dadurch, dass er gleichzeitig nach allen Richtungen auf unsere Gewebe wirkt, für das Gefühl wieder aufgehoben. Der große Luftdruck vermag auch den menschlichen Körper nicht in sich selbst zusammenzupressen, da das Knochengerüste einen noch weit stärkeren Druck aushalten könnte und die Gefäße und Höhlungen des Körpers zum Theil Luft enthalten, die von gleicher Dichtigkeit mit der äußeren ist, also durch den Luftdruck nicht weiter zusammengepresst werden kann, zum Theil mit Flüssigkeiten gefüllt sind, die aber an und für sich schon dichter sind als die Luft. Doch auch die zarten Häutchen und Gewebe, welche die Hüllen der einzelnen Gefäßchen bilden, können durch einen so starken Druck nicht Schaden leiden; zerreißen können sie nicht, weil der Druck gleichmäßig von beiden Seiten wirkt, und um die Häutchen etwa zu zerquetschen, ist der Druck nicht stark genug, da es sich hier nur um kleine Gefäßchen handelt und somit auch nur der Druck in Betracht kommt, der auf die kleine Oberfläche derselben wirkt. Der Luftdruck auf 1 mm^2 z. B. beträgt nur 10 *g*.

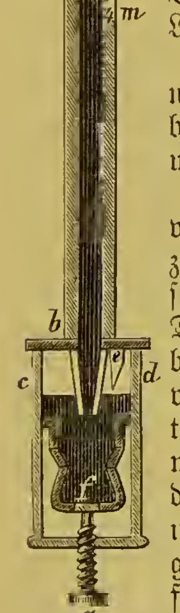
Wird der äußere Luftdruck auf künstlichem Wege vermindert, so zeigt sich alsbald die Kraft des Gegendruckes von innen nach außen. Bringt man z. B. ein Thier unter eine Glasglocke und verdünnt in dieser die Luft, so schwillt der Körper des Thieres allmählich auf. Die Wirkung der Schröpfköpfe beruht auf der Verdünnung der Luft in denselben; infolge des verminderten äußeren Luftdruckes sucht sich der Inhalt der Gefäßchen auszudehnen. Dieser äußere Luftdruck ist es auch, der unsere Arme und Beine trägt; der Gelenkkopf des Oberarmbeines wird nämlich durch den atmosphärischen Druck in der luftdicht schließenden Gelenkhöhle zurückgehalten, ebenso der Schenkelkopf in der Pfanne. Deshalb bedarf man keinerlei Kraftanstrengung, um während des Gehens das eben nicht auf dem Boden stehende Bein zu tragen, obgleich das Gewicht desselben nicht unbedeutend ist. Bei stark vermindertem Luftdruck, wie er auf sehr hohen Gebirgen herrscht, wird das Gewicht der Gliedmaßen immer fühlbarer. Auf solchen bedeutenden Höhen verspürt man eine keineswegs vom langen Gehen herrührende auffallende Müdigkeit, welche den Wanderer oft nöthigt, sich niederzusetzen und auszuruhen.

Wir haben oben bei Betrachtung des Toricelli'schen Versuches gesehen, dass die Höhe der Quecksilbersäule in der Toricelli'schen Röhre das Maß des Luftdruckes ist. Deshalb verwendet man auch die letztere, um die Größe des Luftdruckes und seiner Änderungen zu messen und nannte dieses Instrument zuerst Baroskop, später Barometer, d. h. Luftdruckmesser.

Das Barometer ist das wichtigste meteorologische Instrument, welches, wie wir noch sehen werden, nach einem Ausdrucke S. Günthers die praktische Witterungskunde souverän beherrscht. Allgemein bekannt sind die gewöhnlichen Zimmerbarometer, welche mit ihrer Scala von „Schönwetter" bis „Sturm" ungemein zahlreich verbreitet sind. Dieselben sind aber zumeist sehr mangelhaft und zu wissenschaftlichen Beobachtungen ungeeignet. Wir wollen nun die gebräuchlichsten Arten des Barometers der Reihe nach betrachten.

In seiner ältesten und einfachsten Form besteht das Barometer aus einer etwa 800 *mm* langen, an dem einen Ende zugeschmolzenen, an dem anderen Ende offenen, senkrecht aufgestellten Glasröhre, welche bis auf den oberen luftleeren Theil (die „Tori-

celli'sche Leere") mit Quecksilber angefüllt ist und mit dem unteren Ende in ein Gefäß mit Quecksilber eintaucht. Da die Röhre keine beträchtliche Weite haben kann, erleidet das Quecksilber vom Glase, wie man sich auszudrücken pflegt, eine capillare Abstoßung, der zufolge die freie Oberfläche der Quecksilbersäule nicht wagrecht steht, sondern eine Kuppe bildet, die von der Mitte aus nach allen Seiten sich abdacht. Mit Hilfe einer von Bravais und Martins berechneten und von Schleiermacher und Delcros verfeinerten Tabelle kann man die bei Ablesung des Quecksilberstandes sich daraus ergebende Ungenauigkeit berichtigen. Die senkrechte Höhe der Quecksilberkuppe in der Röhre über der Oberfläche des Quecksilbers im Gefäße nennt man die Barometerhöhe. Da mit der Größe der Barometerhöhe sich auch das Gewicht oder der Druck der Quecksilbersäule in der Röhre ändert, kann man den Luftdruck auch statt durch das Gewicht der Quecksilbersäule ebenso gut durch die Höhe derselben ausdrücken; die Größe des Luftdruckes wird also durch die Barometerhöhe gemessen. Zu diesem Zwecke verwendet man in den meisten Ländern das metrische Maß und gibt die Barometerhöhe in Millimeter an, wie auch in diesem Buche consequent geschieht. In Großbritannien und Amerika werden bedauerlicherweise noch englische Zoll und deren Zehntel gebraucht. Mit wachsendem Luftdruck wird auch die Barometerhöhe größer: das Barometer steigt; mit abnehmendem Luftdruck nimmt die Barometerhöhe ab: das Barometer fällt.



Gefäßbarometer.

In dieser einfachen Form wird das Barometer gegenwärtig nicht mehr verwendet; es sind vielmehr an demselben verschiedene Verbesserungen angebracht worden. Je nach ihrer besonderen Einrichtung unterscheidet man hauptsächlich Gefäß-, Heber- und Aneroid-Barometer.

Beim Gefäß- oder Kapsel-Barometer ist das Barometerrohr von einem schützenden Messingrohr umgeben, welches am oberen Ende zwei sich gegenüberstehende, mit der Achse parallellaufende Schlitze hat, so dass man die Quecksilberkuppe (den Meniscus) beobachten kann. Der Maßstab ist am Messingrohre angebracht, im Schlitze aber bewegt sich ein sogenannter Nonius, ein mit sehr feiner Theilung versehener Schieber, mit dessen Hilfe man kleinere Theile, als die Eintheilung des Maßstabes enthält, ablesen kann. Das Messingrohr ist mit seinem unteren Ende in den Deckel eines Glascylinders festgeschraubt, der einen mit Quecksilber gefüllten Lederbeutel enthält. Mittels einer unten angebrachten Stellschraube kann das Niveau des Quecksilbers so gehoben oder gesenkt werden, dass der Elfenbeinstift e genau die Oberfläche des Quecksilbers berührt. Von der Spitze dieses Stiftes aus wird die Barometerhöhe gemessen. Ist das untere Gefäß im Verhältnis zum inneren Durchschnitt der Röhre recht weit, so sind die Niveauschwankungen im Gefäße gering und man kann sie für die Praxis meist vernachlässigen. Dieses von Ramsden erdachte, von Fortin und Ernst erheblich verbesserte Barometer leistet ausgezeichnete Dienste. Namentlich empfehlenswert sind solche Instrumente, bei denen auf die Niveauschwankungen schon bei der Theilung der Scala ein- für allemal Rücksicht genommen ist, weil dann die untere Einstellung überflüssig wird. Derartige Barometer mit reducierter Scala werden auf meteorologischen Stationen oder von wissenschaftlichen Reisenden mit Vorliebe verwendet, weil sie nur eine einzige Ablesung erfordern. Für den Transport schraubt man den Lederbeutel so hoch hinauf, dass das Quecksilber sowohl die Röhre als auch den unteren Theil des Gefäßes vollständig ausfüllt.

Das See- oder Marinebarometer ist ein Gefäßbarometer mit reducierter Scala, dessen Rohr nur im oberen Theile die Lichtweite eines gewöhnlichen Barometerrohres besitzt, in seinem längeren unteren Theile aber stark verengert ist, wodurch die Bewegungen des Quecksilbers sehr verlangsamt werden, damit dasselbe bei dem unaufhörlichen Schwanken des Schiffes, wie der Seemann sagt, nicht „pumpe". Überdies ist das Instrument ebenso wie der Schiffscompaſs in zwei beweglichen Ringen, deren Achsen gegeneinander rechtwinkelig stehen, aufgehängt, damit es stets die lothrechte Stellung beibehalte.

Das Heberbarometer besteht aus einem überall gleichweiten gebogenen Glasrohr, dessen langer Schenkel geschlossen und dessen kurzer Schenkel offen ist. Der Barometerstand wird durch den Höhenunterschied der unteren und oberen Quecksilberkuppe bestimmt. Das Rohr selbst ist an einem Brette befestigt, welches auch den Maßstab trägt. Dieser ist entweder verschiebbar, dann stellt man seinen Nullpunkt zuerst in der Höhe der Quecksilberkuppe im kurzen Schenkel der Röhre ein und liest hierauf unmittelbar die Zahl ab, welche mit der Quecksilberkuppe im langen Schenkel in gleicher Höhe steht. Oder der Maßstab ist fest; dann sind zwei Fälle möglich. Liegt der Nullpunkt tiefer als die Quecksilberkuppe im kurzen Schenkel, so findet man die Barometerhöhe, wenn man die Differenz der beiden Zahlen sucht, welche in der gleichen Höhe mit der oberen und unteren Quecksilberkuppe liegen. Befindet sich aber der Nullpunkt zwischen den beiden Kuppen und die Zahlen steigen, wie die Grade am Thermometer, nach oben und unten auf, so ist die Barometerhöhe gleich der Summe der beiden am Maßstab abgelesenen Zahlen. Ein Steigen des Luftdruckes bewirkt bei einem Heberbarometer, daſs das Quecksilber im kurzen Schenkel um ebensoviel fällt, als es im langen steigt. Der Vorzug eines solchen Barometers besteht darin, daſs die Wirkung der Capillarität oder Haarröhrchenanziehung in beiden Schenkeln sich nahezu aufhebt, da sie beiderseits nach unten drückt und gleich stark ist. Doch ist der Stand des Quecksilbers von der Temperatur abhängig und kann zwischen Sommer und Winter um einige Millimeter variieren.



Heberbarometer.

Unser gewöhnliches Zimmerbarometer ist ein Heberbarometer, dessen kurzer Schenkel im Verhältnis zum inneren Querschnitt des langen Schenkels sehr erweitert ist, so daſs die Schwankungen im Barometerstande nur geringe Niveauunterschiede im kürzeren Schenkel hervorbringen können. Die Scala, deren Nullpunkt im Niveau des Quecksilbers im weiten Schenkel liegt, ist fest und es bedarf bei Bestimmung der Barometerhöhe nur einer einfachen Ablesung.

Eine Combination beider bisher besprochenen Instrumente stellt das Gefäßheberbarometer dar, welches auch die Vorzüge des Fortin'schen und des Heberbarometers vereinigt. W. Köppen hat demselben eine sehr verwendbare Form gegeben. Die beiden Barometerröhren münden in das untere mit Quecksilber gefüllte Gefäß, so daſs eine Communication zwischen beiden stattfindet. Der Boden des Quecksilbergefäßes ist beweglich und kann durch eine Stellschraube gehoben und gesenkt werden. Die Scala ist unbeweglich. Um den Barometerstand ablesen zu können, dreht man zunächst die untere Stellschraube derart, daſs das Niveau des Quecksilbers im kürzeren Schenkel mit dem Nullpunkte der Scala übereinstimmt, worauf man das Visier auf die Quecksilberkuppe im längeren Schenkel einstellt.

Außer diesen hier betrachteten, mehr oder weniger allgemein gebräuchlichen Barometern wurden auch noch verschiedene andere ersonnen, die sich aber in der Praxis nicht bewährt haben. Beispielsweise sei hier eines in jüngster Zeit von dem Engländer Blakesley construierten Barometers gedacht, welches er Amphisbocna genannt hat. Dieses ist wohl sehr einfacher Natur und erfordert sehr wenig Quecksilber, hat daher auch ein ganz geringes Gewicht, seine weiteren Vorzüge springen aber vorläufig nicht in die Augen. Das Barometer besteht aus einer 1 bis 2 *cm* engen Glasröhre, welche am einen Ende offen, am anderen geschlossen ist. In dieser Röhre wird vermittels eines Quecksilberfadens von circa 25 *cm* Länge eine kleine Luftmenge abgesperrt, welche die eigentliche barometrische Flüssigkeit darstellt. Die Röhre wird senkrecht aufgehängt, und zwar das einemal mit dem geschlossenen Ende nach oben, das anderemal mit dem offenen Ende nach oben. Im ersten Falle steht offenbar die abgeschlossene Luftmenge unter dem Drucke der Atmosphäre — er sei mit H bezeichnet — vermindert um das Gewicht der Quecksilbersäule. Es sei dasselbe dargestellt durch die Länge l des Quecksilberfadens. Das Volumen, welches die Luft unter diesen Umständen erfüllt, sei A. Im zweiten Falle dagegen ist der Druck, der auf derselben Luftmenge lastet, gleich dem Drucke H der Atmosphäre, vermehrt um das Gewicht des nämlichen Quecksilberfadens l, weshalb das Volumen der Luftmenge kleiner sein wird als im ersten Falle. Seine Größe sei jetzt mit B bezeichnet. Die Werte von A und B lassen sich an einer Scala ablesen, welche an der Röhre angebracht ist, und deren Nullpunkt mit dem geschlossenen Ende der Röhre zusammenfällt. Blakesley stützt sich nun auf das Mariotte'sche Gesetz, nach welchem das Product aus Druck und Volumen bekannt sein soll, und setzt

$$(H - l)\,A = (H + l)\,B$$

daraus läſst sich aber leicht die Größe des Atmosphärendruckes ableiten. Es ist

$$H = \frac{A + B}{A - A}\,l.$$

Die Länge l des Quecksilberfadens wird natürlich bei verschiedenen Temperaturen verschieden sein. Sie läſst sich aber leicht auf die Normaltemperatur 0^0 beziehen. Das Barometer von Blakesley gibt also in der That in sehr einfacher Weise ein Maß für den Luftdruck und wäre somit sehr zu empfehlen, wenn es nicht verschiedene Nachtheile darböte. Schon das Princip, mit welchem es gegründet ist, erweckt ziemlich gewichtige Bedenken. Soll wirklich das Product aus Druck und Volumen in beiden Fällen denselben Wert haben, so ist erforderlich, daſs sich die Temperatur der Luftmenge nicht geändert habe. Ist nun das Barometer mit dem geschlossenen Ende nach oben aufgehängt, und drehen wir es um 180^0, so wird der Druck vergrößert, das Volumen der eingeschlossenen Luft verkleinert. Bei dieser Zusammenpressung erleidet aber dieselbe eine gewisse Erwärmung. War dagegen das offene Ende der Röhre aufwärts gerichtet, so wird bei der Drehung der Druck vermindert, die Luft dehnt sich aus und kühlt sich infolge dessen ab. Wir dürfen also in beiden Fällen nicht voraussetzen, daſs die Temperatur der eingeschlossenen Luft während der Drehung des Barometers dieselbe geblieben sei. Jedenfalls müssen wir so lange warten, bis wir annehmen können, daſs die Erwärmung, respective die Abkühlung durch Wärmeabgabe, respective Zufuhr von außen wieder aufgehoben sei. Ein anderer Punkt, der zu Bedenken Anlaſs gibt, ist folgender: Um zu verhüten, daſs ein Theil des Quecksilberfadens abreiße, oder überhaupt alles Quecksilber ausfließe, wenn das offene Ende des Barometers abwärts gekehrt ist, müssen wir die Röhre sehr eng wählen, dann treten aber die

Capillarwirkungen sofort in den Vordergrund. Es ist ja einleuchtend, dass bei einem 1 *mm* engen Rohr der Capillardruck einen ganz erheblichen Wert erreichen wird, wozu noch der Umstand tritt, dass die Capillarconstante einer Flüssigkeit nicht ganz unabhängig ist von der Temperatur.

In allen diesen Barometern ist das Quecksilber als barometrische Flüssigkeit verwendet. Selbstverständlich könnte wohl auch jede andere Flüssigkeit in Anwendung kommen, wie man z. B. zu Versuchszwecken auch Wasserbarometer und in England und Amerika probeweise Glycerinbarometer construiert hat; doch werden in solchen Fällen die Barometer unförmliche und schwer zu handhabende Apparate.

Es mögen nun diejenigen Bedingungen erwähnt werden, die erfüllt sein müssen, wenn ein Quecksilberbarometer richtig zeigen soll, wobei wir aber nur das Gefäß-, das Heber- und Gefäßheberbarometer im Auge haben. H. Mohn stellt diese Bedingungen folgendermaßen zusammen:

1. Das Quecksilber muss rein sein, d. h. es darf keine anderen Stoffe beigemischt oder aufgelöst enthalten.

2. Der Raum über der Oberfläche des Quecksilbers im Rohre (beim Heberbarometer im längeren Rohre) muss durchaus luftleer sein. Wäre nämlich Luft in diesem Raum vorhanden, so würde dieselbe einen Druck auf das Quecksilber ausüben und infolge dessen das Quecksilber im Rohre zu niedrig stehen.

3. Das Glasrohr muss inwendig rein sein; sonst wird sich das Quecksilber bei Zu- und Abnahme des Luftdruckes nicht mit genügender Leichtigkeit auf und ab bewegen können.

4. Der innere Querschnitt des Rohres darf nicht zu klein sein. Infolge der Capillarität oder Haarröhrchenkraft, welche sich beim Quecksilber dadurch äußert, dass seine Theilchen sich von den Wänden des Glasrohres zu entfernen suchen, steht das Quecksilber in einem Glasrohre immer zu niedrig. Bei einem Rohr, dessen Lichtweite 2 *mm* beträgt, wird das Quecksilber um ganze 4·6 *mm* herabgedrückt. Dagegen ist der Rand des Quecksilbers um 1 *mm* zu niedrig, wenn der innere Durchmesser des Rohres 6·5 *mm* beträgt und nur um 0·1 *mm* bei einem Durchmesser von 16 *mm*. Je größer also der Querschnitt des Rohres, desto geringer ist die Wirkung der Capillarität.

5. Bei der Beobachtung des Barometers muss der Maßstab (die Scala), auf welchem man die Barometerhöhe abliest, lothrecht stehen.

6. Der Maßstab muss richtig getheilt sein und so eingestellt werden, dass er genau den Abstand zwischen den beiden in Betracht kommenden Oberflächen des Quecksilbers angibt.

7. Je wärmer das Quecksilber ist, einen um so größeren Raum nimmt es ein, um so höher steigt es also auch in der Glasröhre, selbst wenn der Luftdruck unverändert bleibt. Um daher die verschiedenen Barometerstände untereinander vergleichen zu können, ist es nothwendig, sie auf eine gleiche Temperatur des Quecksilbers zu reducieren. Man ist überein gekommen, in dieser Beziehung die Temperatur von 0° C. als Normaltemperatur anzunehmen. Um die Temperatur des Quecksilbers zu kennen, findet man an jedem guten Barometer ein Thermometer nach Celsius. Die Temperaturcorrection erfolgt mit Hilfe einer Tabelle, wie sie auf S. 116 mitgetheilt ist. Bei der Beobachtung liest man immer zuerst das Thermometer ab und stellt erst dann am Barometer ein. Bei Temperaturen über 0° wird die in der Tabelle angezeigte Größe von der unmittelbar abgelesenen Barometerhöhe abgezogen, bei Temperaturen unter 0° aber zu derselben addiert. Die Anwendung der Tafel erläutern folgende Beispiele: Gesetzt, man habe bei der Temperatur + 10° als Barometerhöhe 755·2 *mm* abgelesen. Die Tafel enthält die Correctionen nur

für Barometerhöhen von je 10 *mm* Unterschied. Aber 755·2 liegt in der Mitte zwischen 750 und 760, und für beide Barometerstände beträgt die Correction 1·2 *mm*, also auch für 755·2 *mm*. Die auf 0° reducierte Barometerhöhe ist somit: 755·2 — 1·2 = 754·0 *mm*. Würden wir etwa bei einer Temperatur von — 5° einen Barometerstand von 700·5 *mm* ablesen, so zeigt die Tabelle für diesen Fall eine Correction von 0·6 *mm* an; da aber die Temperatur unter 0° liegt, muss dieser Wert hinzugezählt werden; die auf 0° C. reducierte Höhe ist also: 700·5 + 0·6 = = 701·1 *mm*.

Ein Barometer, welches den unter den Punkten 1 bis 6 angeführten Forderungen entspricht, nennt man ein **Normalbarometer**. Mit einem solchen muss jedes Barometer, das zu genauen Beobachtungen dienen soll, verglichen worden sein.

Tafel zur Reduction der Barometerhöhe auf 0° C.

Temperatur C.	Abgelesene Barometerhöhe in Millimeter:								
	700	710	720	730	740	750	760	770	780
0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0
1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1
2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·3	0·3	0·3
3	0·3	0·3	0·4	0·4	0·4	0·4	0·4	0·4	0·4
4	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5
5	0·6	0·6	0·6	0·6	0·6	0·6	0·6	0·6	0·6
6	0·7	0·7	0·7	0·7	0·7	0·7	0·7	0·8	0·8
7	0·8	0·8	0·8	0·8	0·8	0·8	0·9	0·9	0·9
8	0·9	0·9	0·9	1·0	1·0	1·0	1·0	1·0	1·0
9	1·0	1·0	1·1	1·1	1·1	1·1	1·1	1·1	1·1
10	1·1	1·2	1·2	1·2	1·2	1·2	1·2	1·3	1·3
11	1·3	1·3	1·3	1·3	1·3	1·3	1·4	1·4	1·4
12	1·4	1·4	1·4	1·4	1·5	1·5	1·5	1·5	1·5
13	1·5	1·5	1·5	1·5	1·6	1·6	1·6	1·6	1·6
14	1·6	1·6	1·6	1·7	1·7	1·7	1·7	1·8	1·8
15	1·7	1·7	1·8	1·8	1·8	1·8	1·9	1·9	1·9
16	1·8	1·9	1·9	1·9	1·9	2·0	2·0	2·0	2·0
17	1·9	2·0	2·0	2·0	2·1	2·1	2·1	2·1	2·2
18	2·1	2·1	2·1	2·1	2·2	2·2	2·2	2·3	2·3
19	2·2	2·2	2·2	2·3	2·3	2·3	2·4	2·4	2·4
20	2·3	2·3	2·4	2·4	2·4	2·5	2·5	2·5	2·5
21	2·4	2·4	2·5	2·5	2·5	2·6	2·6	2·6	2·7
22	2·5	2·6	2·6	2·6	2·7	2·7	2·7	2·8	2·8
23	2·6	2·7	2·7	2·7	2·8	2·8	2·9	2·9	2·9
24	2·7	2·8	2·8	2·9	2·9	2·9	3·0	3·0	3·1
25	2·9	2·9	2·9	3·0	3·0	3·1	3·1	3·1	3·2
26	3·0	3·0	3·1	3·1	3·1	3·2	3·2	3·3	3·3
27	3·1	3·1	3·2	3·2	3·3	3·3	3·4	3·4	3·4
28	3·2	3·3	3·3	3·3	3·4	3·4	3·5	3·5	3·6
29	3·3	3·4	3·4	3·5	3·5	3·6	3·6	3·7	3·7
30	3·4	3·5	3·5	3·6	3·6	3·7	3·7	3·8	3·8
31	3·5	3·6	3·7	3·7	3·8	3·8	3·9	3·9	4·0
32	3·7	3·7	3·8	3·8	3·9	3·9	4·0	4·0	4·1
33	3·8	3·8	3·9	3·9	4·0	4·0	4·1	4·2	4·2
34	3·9	3·9	4·0	4·1	4·1	4·2	4·2	4·3	4·3
35	4·0	4·1	4·1	4·2	4·2	4·3	4·4	4·4	4·5

Neben dem Quecksilberbarometer ist in unserem Jahrhundert noch eine andere Art von Luftdruckmessern in Gebrauch gekommen, welche auf einem völlig verschie-

denen Princip beruht. Es sind dies die sogenannten Aneroidbarometer, welche namentlich bei Touristen, aber auch zu wissenschaftlichen Zwecken immer ausgebreitetere Verwendung finden. In seiner ältesten Gestalt, dem Dosenbarometer oder Holosterik von Vidi, besteht dieses Instrument aus einer metallenen Büchse von der Form einer flachen runden Schachtel mit dünnen elastischen Metallböden, deren Inneres fast luftleer gemacht ist. Die Böden machen die Schwankungen des Luftdruckes mit, und die dadurch bewirkten Bewegungen werden durch eine Räder- und Hebelvorrichtung auf einen Zeiger übertragen, welcher dieselben auf einer kreisförmigen Scala ersichtlich macht. Diese Construction ist aber jetzt durch Bourdons Metallbarometer verdrängt worden. Bei demselben wirkt der Druck der Atmosphäre auf eine luftleere, kreisförmig gebogene Messingröhre, die in der Mitte befestigt ist, während ihre freien Enden bei zunehmendem Luftdruck sich einander nähern, bei abnehmendem sich voneinander entfernen. Der Zeiger macht auf der Kreiseintheilung diese Bewegungen ersichtlich, indem er bei steigendem Luftdruck sich nach rechts, bei fallendem nach links dreht. Die Theilstriche der Scala sind nach einem Quecksilberbarometer eingezeichnet. Wegen seiner durchaus gefälligen und handlichen Form ist das Aneroidbarometer besonders zur Mitnahme auf Reisen sehr bequem; es gibt derartige Instrumente, welche nicht größer sind als eine gewöhnliche Taschenuhr. Aber an wissenschaftlichem Werte können sie doch die Quecksilberbarometer nicht ersetzen; bei der großen Veränderlichkeit dieser Instrumente ist es unerläßlich nothwendig, dieselben häufig mit guten Quecksilberbarometern zu vergleichen und sie auch auf ihre Empfindlichkeit zu prüfen, die sie nach und nach, oft aber auch plötzlich, verlieren.



Aneroidbarometer.

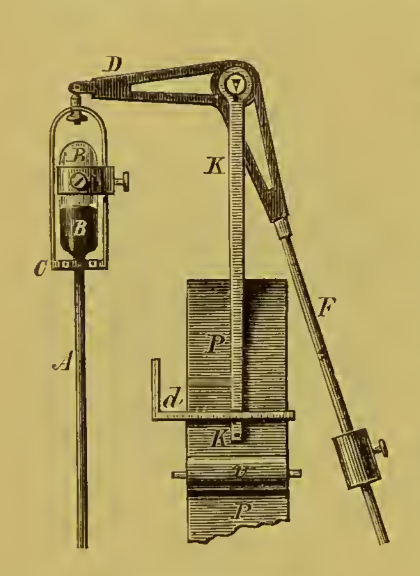
Wie das Zimmerbarometer als „Wetterglas" verwendet wird, so wird auch das Aneroid häufig mit einer Witterungsscala versehen, welche gewöhnlich folgende Bezeichnungen trägt: „Sturm, Viel Regen, Regen oder Wind, Veränderlich, Schön Wetter, Beständig schön, Sehr trocken."

Auf den meteorologischen Beobachtungsstationen sind auch Barometer in Gebrauch, welche die Schwankungen des Luftdruckes selbst registrieren. Zu einem solchen Registrierbarometer hat man zunächst das Heberbarometer verwendet. Von einem auf dem Quecksilber des offenen Schenkels ruhenden Schwimmer geht ein Faden aus, der über eine Rolle zu einem Rade läuft, an dessen Achse ein Arm mit einem Stifte befestigt ist. Dieser Stift steht mit einem um eine horizontale Achse drehbaren Hebel in Verbindung, welcher ersteren jedesmal niederdrückt, wenn ihn einer der zwölf Zähne eines mit dem großen Zeiger einer Uhr umlaufenden Rades trifft. Bei jedem Niederdrücken macht der Stift auf einen ebenfalls durch das Uhrwerk langsam sich abrollenden Papierstreifen eine Marke, und so wird in Intervallen von 5 zu 5 Minuten der augenblickliche Barometerstand registriert.

Doch ist diese Einrichtung mit mancherlei Unvollkommenheiten behaftet, weshalb man neuerer Zeit besser das Aneroidbarometer zur automatischen Registrierung verwendet. Zu diesem Zwecke ist der luftleere Metallring im Bourdon'schen

Metallbarometer mit dem einen Ende unbeweglich festgeschraubt, während das andere an einen kleinen Spiegel stößt, der selber wieder an einem Streifchen Pendelstahl hängt. Die Scala, welche zu dem Spiegel gehört, ist von diesem 3 *m* entfernt, und da 25 Scalatheile auf 1 *mm* des gewöhnlichen Barometers kommen, so ist die Genauigkeit der Ablesung eine sehr große. Ein Beispiel hiefür liefert das selbstregistrierende Aneroidbarometer der meteorologischen Centralstation in München, welches die durch die Krakatau-Katastrophe im Sunda-Archipel im August 1883 hervorgerufenen Luftdruckschwankungen in deutlichster Weise verzeichnete.

Secchi in Rom kam auf den Gedanken, das Gewicht der Quecksilbermasse als Maß des Luftdruckes zu verwenden und construierte ein selbstregistrierendes Wagebarometer, das von Wild vervollkommnet wurde. An den unteren Theil A der nur 6 *mm* weiten Barometerröhre ist oben ein Gefäß B von 32 *mm* Lichtweite angeschmolzen; das untere Ende der Röhre A, welches zu einer Spitze ausgezogen ist, taucht in eine Quecksilberwanne von quadratischem Querschnitt, an welchem zwei gegenüberstehende Wände durch Spiegelplatten gebildet werden. Mittels des Bügels C, der den engeren Theil der Röhre umschließt, ist die Barometerröhre an den einen Arm D eines Wagebalkens angehängt, dessen anderer Arm F nach unten gebogen ist und in eine Stahlstange mit verschiebbarem Laufgewicht ausläuft. An dem Wagebalken ist endlich der dünne federnde Zeiger K befestigt, welcher an seinem Ende die markierende Nadel trägt. Wenn das Barometer steigt, so wird die im Rohre befindliche Quecksilbersäule schwerer, der Wagebalken wird also auf der Seite von D etwas niedergezogen, während sich F mit dem Laufgewicht hebt; infolge davon wird natürlich auch das untere Ende des Zeigers K nach der rechten Seite hin bewegt, während es nach der Linken geht, wenn das Barometer fällt. Der Hebel d drückt die Zeigernadel in Zeitabständen von 10 zu 10 Minuten auf den in verticaler Richtung unter ihm weggleitenden, über die Walze v laufenden Papierstreifen P nieder und erzeugt so die unzusammenhängende barometrische Curve.



Wagebarometer.

Wir haben oben gesehen, dass man die Barometerhöhe auf die Temperatur von 0° C. reducieren muss, wenn man die Barometerstände mehrerer Orte untereinander vergleichen will. Soll letzterer Vergleich aber correct ausfallen, so ist noch eine zweite Reduction der Barometerhöhe nothwendig. An der unteren Grenze des Luftmeeres, d. i. an der Oberfläche des Oceans, wird die Luft durch das Gewicht der ganzen Atmosphäre zusammengedrückt und das Barometer gibt das Gewicht der ganzen über demselben befindlichen Luftsäule an. Wenn man den durchschnittlichen Barometerstand am Meeresniveau zu 760 *mm* annimmt, so entspricht dies einem Gewichte von 10.333 *kg* auf den Quadratmeter. Man ist übereingekommen, dies als den Druck einer Atmosphäre und als Normaldruck bei physikalischen Messungen anzunehmen. Damit eine Säule trockener, gleichmäßig dichter Luft bei einer Temperatur von 0° einen Druck von 10.333 *kg* auf den Quadratmeter ausübe, müsste sie eine Höhe von 7991 *m* haben. Diesen letzteren Wert nennt man die homogene Höhe der Atmosphäre. In Wirklichkeit nimmt aber der Druck der Luft mit der Höhe ab. Je höher man nämlich sich über die Meeres-

fläche erhebt, desto geringer wird die Dicke der darüber lagernden Luftschicht; damit nimmt aber auch das Gewicht der letzteren und der von derselben ausgeübte Druck und zugleich ihre Dichtigkeit ab. Mit zunehmender Seehöhe kommt man also in Luftschichten, die nicht bloß von oben her durch eine minder mächtige, also leichtere Luftmasse zusammengedrückt werden, sondern diese von oben herabdrückende Luft ist auch minder dicht und übt eine geringere Spannkraft aus. Es bewirken somit zwei Ursachen eine Abnahme des Luftdruckes bei zunehmender Meereshöhe, oder die Abnahme des Luftdruckes geht schneller vor sich, als das Zunehmen der Höhe. Nun hängt aber die Dichtigkeit der Luft auch von der Temperatur ab; je höher die Temperatur der Luft, desto geringer die Dichte, und umgekehrt. Das Gesetz für die Abnahme des Luftdruckes mit zunehmender Seehöhe ist somit auch noch von der Temperatur der Luft abhängig. Die unten folgende Tabelle enthält für die verschiedenen Barometerstände und Temperaturen die Höhenunterschiede in Meter, welche einem Barometerunterschiede von 1 *mm* entsprechen oder mit anderen Worten, wie viele Meter man emporsteigen muss, damit der Luftdruck um 1 *mm* abnimmt.

Tafel zur Reduction der Barometerstände auf den Meeresspiegel.

Lufttemperatur Grad C.	Beobachtete und auf 0° C. reducierte Barometerhöhe							
	760	750	740	730	720	710	700	690
	Höhenunterschiede in Meter für 1 *mm* Druckunterschied							
0	10·5	10·7	10·8	10 9	11·1	11·3	11·4	11·6
2	10·6	10·7	10·9	11·0	11·2	11·4	11·5	11·7
4	10·7	10 8	10·9	11·1	11 3	11·4	11·6	11·8
6	10·8	10·9	11·0	11·2	11·4	11·5	11·7	11·9
8	10·9	11·0	11·2	11·3	11·5	11·6	11·8	11·9
10	10 9	11·1	11·2	11·4	11·6	11·7	11·9	12·0
12	11·0	11·2	11 3	11·5	11·6	11·8	11·9	12·1
14	11·1	11·3	11·4	11·6	11·7	11·9	12·1	12·2
16	11·2	11·3	11 5	11·6	11·8	11·9	12·2	12·3
18	11·3	11·4	11·6	11·7	11·9	12·1	12·2	12·4
20	11·4	11·5	11·7	11·8	12·0	12·2	12·3	12·5
22	11·4	11 6	11·8	11·9	12·1	12·3	12·4	12·6
24	11 5	11·7	11·8	12·0	12·2	12·3	12·5	12·7
26	11·6	11·8	11·9	12·1	12·3	12·4	12·6	12·8
28	11·7	11·9	12 0	12·2	12·4	12·5	12·7	12·9
30	11·8	11·9	12·1	12·3	12·4	12·6	12·8	13 0

Beobachten wir z. B. bei 0° Temperatur einen Luftdruck von 760 *mm*, so entspricht das Sinken des Luftdruckes um 1 *mm* einem Höhenunterschied von 10·5 *m*; beträgt dagegen die Temperatur 20° C., so muss man schon 11·6 *m* steigen, um das Barometer um 1 *mm* sinken zu sehen. Da Orten in verschiedener Seehöhe auch verschiedene Barometerstände entsprechen, so muss man, um ihren Luftdruck untereinander vergleichen zu können, untersuchen, wie groß der Luftdruck an verschiedenen Orten wäre, wenn sie in gleicher Meereshöhe lägen. Aus praktischen Gründen hat man sich dahin geeinigt, für jeden Ort den Luftdruck zu berechnen, der herrschen müsste, wenn er im Niveau des Meeresspiegels läge, oder die Barometerhöhe auf den Meeresspiegel zu reducieren. Zu dieser Berechnung muss man die Seehöhe des Ortes, den Luftdruck und die Temperatur der Luft kennen. Vollkommen sicher ist das Resultat freilich nur für Orte von geringer Seehöhe; bei Orten,

die hoch über dem Meere und von demselben weit entfernt liegen, ist das Ergebnis der Berechnung weniger sicher.

Liegt z. B. ein Beobachtungsort 150 *m* über dem Meere und man constatiert bei einer Lufttemperatur von 10° C. einen auf 0° C. reducierten Barometerstand von 750 *mm*, so sucht man zunächst in der Tabelle in der mit 750 überschriebenen Spalte die Zahl auf, welche der Lufttemperatur von 10° entspricht und findet 11·1. Diese letztere Zahl besagt, dass für eine Höhendifferenz von 11·1 *m* die Barometerhöhe sich um 1 *mm* ändert. Da die wirkliche Höhendifferenz zwischen dem Beobachtungsorte und dem Meeresspiegel, 150 *m*, fast genau 13·5mal größer ist als 11·1, so ist auch der Barometerunterschied 13·5mal größer als 1 *mm*. Wenn man nun diesen Betrag von 13·5 *mm* dem beobachteten Luftdruck hinzufügt, so erhält man den auf den Meeresspiegel reducierten Barometerstand = 750 + 13·5 = 763·5 *mm*.

Die Kenntnis des Gesetzes von der Abnahme des Luftdruckes mit zunehmender Höhe gibt uns auch ein Mittel an die Hand, die Höhe eines Ortes über

Barometrische Höhentafel.

Barometerstand	Lufttemperatur							Differenz für 1 *mm* bei 15°	Differenz für 1°
	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°		
Millimeter	Meter							Meter	Meter
450	4223	4301	4378	4456	4533	4610	4688	18·8	15·5
460	4047	4121	4195	4270	4344	4418	4492	18·4	14·8
470	3875	3946	4017	4088	4159	4230	4301	18·0	14·2
480	3706	3774	3842	3910	3978	4046	4114	17·6	13·6
490	3541	3605	3670	3735	3800	3865	3930	17·3	13·0
500	3379	3441	3502	3564	3626	3688	3750	16·9	12·4
510	3220	3279	3338	3397	3456	3515	3574	16·6	11·8
520	3064	3120	3176	3233	3289	3345	3401	16·3	11·2
530	2911	2965	3018	3071	3125	3178	3231	16·0	10·7
540	2761	2812	2863	2913	2964	3015	3065	15·7	10·1
550	2614	2662	2710	2758	2806	2854	2902	15·4	9·6
560	2470	2515	2560	2606	2651	2696	2742	15·1	9·1
570	2328	2371	2413	2456	2499	2541	2584	14·8	8·5
580	2188	2229	2269	2309	2349	2389	2429	14·6	8·0
590	2051	2089	2127	2164	2202	2239	2277	14·3	7·5
600	1917	1952	1987	2022	2057	2092	2127	14·1	7·0
610	1784	1817	1850	1882	1915	1948	1980	13·9	6·5
620	1654	1684	1714	1745	1775	1805	1835	13·6	6·1
630	1525	1553	1581	1609	1637	1665	1693	13·4	5·6
640	1399	1425	1450	1476	1502	1527	1553	13·2	5·1
650	1275	1298	1321	1345	1368	1392	1415	13·0	4·7
660	1152	1173	1195	1216	1237	1258	1279	12·8	4·2
670	1032	1051	1070	1088	1107	1126	1145	12·6	3·8
680	913	930	946	963	980	997	1013	12·4	3·3
690	796	810	825	840	854	869	883	12·3	2·9
700	680	693	705	718	720	743	755	12·1	2·5
710	567	577	588	598	608	619	629	11·9	2·1
720	455	463	471	480	488	496	505	11·7	1·7
730	344	350	357	363	369	376	382	11·6	1·3
740	235	239	243	248	252	256	261	11·4	0·9
750	127	130	132	134	137	139	141	11·3	0·5
760	21	21	22	22	23	23	23	11·1	0·1
765	— 31	— 32	— 33	— 33	— 34	— 34	— 35	11·1	— 0·1

dem Meeresspiegel oder über einem anderen Punkte zu berechnen, sobald man nur die Barometerhöhen und die Temperaturen an beiden Stellen kennt. Hierzu bedient man sich eigens berechneter barometrischer Höhentafeln (vgl. die vorige Seite), welche meistens eine etwas andere Einrichtung haben als die Tabelle auf S. 119.

Gewöhnlich setzt man bei der barometrischen Höhenmessung voraus, dass man an zwei Orten gleichzeitig (mit verglichenen Instrumenten) beobachtet habe. Sind dann die beiden Barometerstände B und b und die an beiden Orten gefundenen Lufttemperaturen T_1 und T_2, so bildet man zunächst das Temperaturmittel $\frac{T_1 + T_2}{2} = t$, nimmt dieses mit B und b zusammen und findet dann aus der obigen Tafel den Höhenunterschied h beider Stationen. Ein Beispiel möge dies erläutern. Die untere Station B zeigt einen Barometerstand von 750 *mm* bei 20° Lufttemperatur, die obere Station b einen solchen von 560 *mm* bei 10° Lufttemperatur, das Temperaturmittel ist somit $\frac{20 + 10}{2} = 16^0$. Dieses rundet man auf 15° ab und entnimmt aus der Spalte 15° der Tafel folgende Werte:

Für 560 *mm* Höhe = 2606 *m*
„ 750 *mm* „ = 134 *m*
Höhenunterschied = 2472 *m*

Will man dann Höhen über dem Meere haben, so erhält man diese nur insoferne, als die Meereshöhe der einen Station bereits bekannt ist, indem sie vielleicht selbst am Meere liegt, oder ihre Seehöhe durch Nivellement oder durch trigonometrische Messung bestimmt worden ist. Die correspondierenden Stationen dürfen natürlich nicht zu weit voneinander entfernt sein. In Culturländern wird man immer auf 50 bis 100 *km* Entfernung eine Station haben, und das genügt.

Immer aber bleiben barometrische Höhenmessungen unsicher, weil man von der Voraussetzung ausgeht, dass die Wärme der Luftsäule zwischen beiden Stationen $= \frac{T_1 + T_2}{2}$ ist, was nicht richtig ist. Daher ergeben die Barometerablesungen zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten bald zu hohe, bald zu niedrige Werte, und bloß die Jahresmittel der meteorologischen Beobachtungen geben Höhen, welche sich von den wahren Werten nur wenig entfernen. Wie groß die Ungenauigkeit selbst bei sehr sorgfältigen barometrischen Höhenmessungen sein kann, zeigen folgende Beispiele aus Ostsibirien:

	Nivellement	Barometer	Differenz
Niveau der Angara bei Irkutsk	453·8 *m*	382·5 *m*	71·3 *m*
Spiegel des Baikalsees	469·4 *m*	409·3 *m*	60·1 *m*

Die große Depression, in welcher das Kaspische Meer liegt, hat man früher viel zu tief angegeben. Der russische Reisende Pallas hatte den Spiegel desselben um 100 *m* tiefer geschätzt als die Fläche des Schwarzen Meeres; barometrische Messungen hatten dies scheinbar bestätigt. A. v. Humboldt zweifelte, ob die Bodensenkung in der That so beträchtlich sein sollte. Durch mathematische Messungen wurde denn auch gefunden, dass sie nur 23·9 *m* beträgt.

Kleinere Höhenunterschiede, welche man in kurzer Zwischenzeit mit demselben Instrument unten und oben und nachher wieder unten bestimmen kann, werden leicht auf 1 bis 2 *m* genau sein können. Bei größeren Höhen werden auch dann, wenn man alle bei der barometrischen Höhenmessung gemachten Erfahrungen gut ausnutzt, die mittleren Höhenfehler 10 bis 40 *m* und mehr betragen können.

Häufig kommt es aber auf eine genaue Höhenbestimmung nicht an, so daſs man sich mit rohen Angaben begnügen kann. In solchen Fällen benutzt man am besten ein Aneroid mit Höhenscala, wie man sie in kleinem Format hat; man ist dann der Ablesung der Millimeter und jeder Rechnung überhoben und weiß immer, wie hoch man ist. Dieses Instrument ist nicht bloß dem Touristen zu empfehlen, es kann auch sonst seine guten Dienste leisten, z. B. dem Botaniker; denn wenn dieser in den Alpen eine Pflanze findet, so wird es nicht immer darauf ankommen, ob dieselbe 100 *m* höher oder tiefer steht, sondern es wird ihm oft genügen zu wissen, daſs ihr Fundort etwa 2500 *m* über dem Meere liegt.

Noch unsicherer als die barometrische Höhenbestimmung ist die mittels des Kochthermometers. Die mit demselben vorgenommene sogenannte thermometrische Höhenmessung beruht darauf, daſs der Siedepunkt des Wassers vom Luftdruck abhängig ist. Nimmt letzterer ab, so sinkt die Siedetemperatur des Wassers, wie folgende Zahlen veranschaulichen:

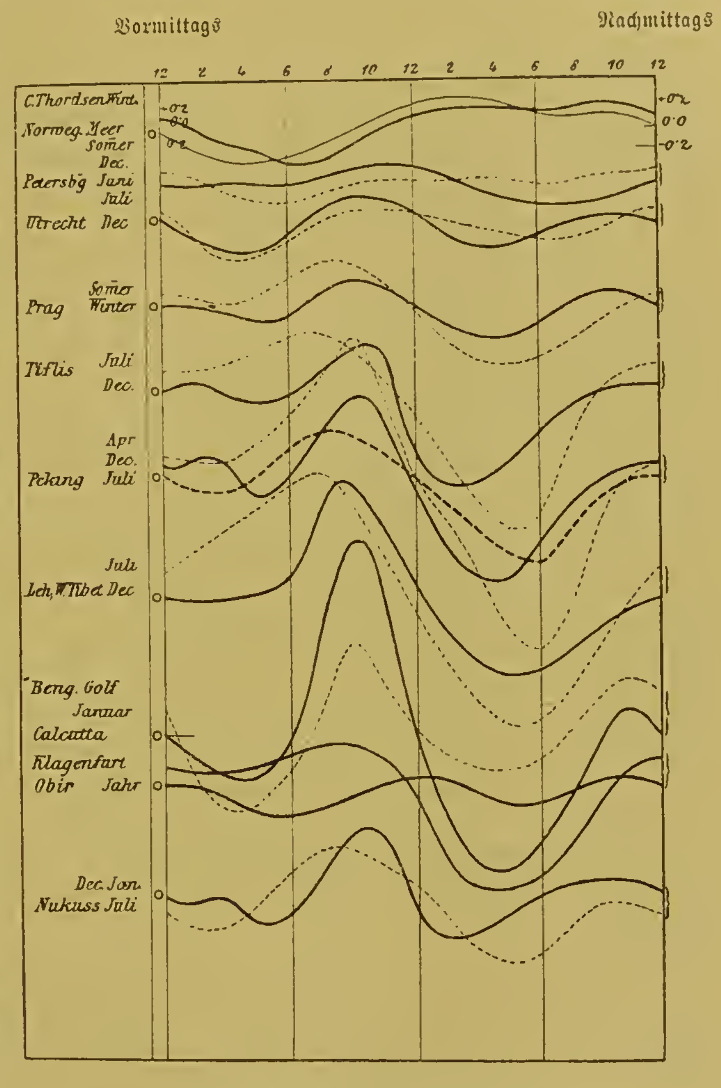
Siedetemperatur	Barometerstand
100° C.	760·0 *mm*
98°	707·26 *mm*
96°	657·54 *mm*
94°	610·74 *mm*
92°	566·76 *mm*
90°	525·45 *mm*
88°	486·69 *mm*
86°	450·34 *mm*

In Bern, wo der mittlere Luftdruck 713 *mm* beträgt, siedet das Wasser bei 98·4° C., auf dem St. Bernhard unter einem mittleren Drucke von 563 *mm* bei 91·8° C.; auf dem Montblanc ermittelten Bravais und Martins einen Barometerstand von 423·7 *mm* und eine Siedetemperatur von 84·4° C.

Aus diesem Grunde kann man das Thermometer auch zur Höhenmessung verwenden; denn die Differenz zwischen dem auf der unteren und auf der oberen Station bestimmten Siedepunkte ist offenbar ein Maß für die Luftdruck- und damit auch für die Höhendifferenz. Man bedient sich zu diesem Zwecke namentlich des von Regnault construierten Thermobarometers, das aus vier ineinander geschobenen Messingröhren besteht, deren innerste das Thermometer enthält und deren äußerste das eigentliche Siedegefäß darstellt. Das Thermometer hat nur einen Spielraum von 75 bis 100° C. Ehe das Aneroid seine gegenwärtige Vollendung erreicht hatte, griffen Forschungsreisende bei Höhenbestimmungen mit Vorliebe zum Kochthermometer, weil es viel kleiner und daher leichter zu transportieren ist als das Quecksilberbarometer. Wiewohl nun nach der Berechnung der Siedepunkt für jede senkrechte Erhebung von 324 *m* um 1° C. sinkt, so kann doch die wirkliche Beobachtung für die Höhe eines Berges Abweichungen von mehreren 100 *m* ergeben. So hat J. Tyndall die Temperatur des siedenden Wassers auf dem Gipfel des Montblanc im August 1859 zu 84·9° gefunden, während er das Jahr vorher auf dem Monte Rosa einen etwas niedrigeren Siedepunkt beobachtet hatte, und doch ist der letztere um 170 *m* niedriger als jener Riesengipfel der Alpen. Emin Pascha bestimmte die Seehöhe von Wandi in Centralafrika unter 4° 35′ nördl. Br. und 30° 26′ östl. L. von Greenwich mittels des Kochthermometers einmal zu 675 *m*, ein zweitesmal zu 731 *m*, während seine barometrische Höhenmessung 670 *m*, die Dr. E. Junkers aber 754 *m* ergab. Gegenwärtig wird das Kochthermometer von Forschungsreisenden nur zur Controle der Aneroidstände angewandt.

Kehren wir nun von der Betrachtung der Instrumente wieder zu den Erscheinungen des Luftdruckes selbst zurück, so müssen wir zunächst die Periodicität des

letzteren ins Auge fassen. Wenn man das Barometer an einem und demselben Orte aufmerksam beobachtet, so wird man gewahr, dass dasselbe im Verlaufe eines Tages nicht constant den gleichen Stand zeigt. Beale fand bereits im Jahre 1666, dass der Luftdruck durchschnittlich morgens und abends etwas größer ist als um Mittag. Man bezeichnet diese Veränderungen als die tägliche Periode des Luftdruckes. Während aber der Gang der Temperatur in der täglichen Periode im allgemeinen an jedem einzelnen Tage stark markiert wird, tritt die tägliche Periode des Luftdruckes so wenig hervor, dass sie von den zahlreichen nichtperiodischen Schwankungen, den Störungen des Luftdruckes, fast vollständig verwischt wird. Nur in der Tropenzone, wo die nichtperiodischen Schwankungen des Luftdruckes sehr gering sind, ist die tägliche Periode regelmäßig und prägnant, so dass Humboldt im tropischen Amerika aus dem Barometerstande annäherungsweise die Zeit des Tages bestimmen konnte. Im allgemeinen ist der Luftdruck am höchsten um 10 Uhr vormittags und um 10 Uhr abends, am niedrigsten um 4 Uhr morgens und um 4 Uhr nachmittags. Die angegebenen Stunden nennt man Wendestunden, den Unterschied zwischen dem niedrigsten und dem höchsten Stande die Amplitude der täglichen Barometerschwankung. Dieselbe ist am größten in den äquatorialen Gegenden und wird in der Nähe der Erdpole unmerkbar klein. Am Äquator beträgt die tägliche Oscillation 2 bis 3 *mm*, unter 30° Br. 1·6 *mm*, unter 48° etwa 1 *mm*, in St. Petersburg unter 60° Br. nur mehr 0·13 *mm*. Zur Beobachtung dieser Schwankungen und namentlich der Wendestunden ist ein häufiges Ablesen des Barometerstandes in kurzen Intervallen nothwendig; man bedient sich daher auf den meteorologischen Stationen mit Erfolg selbstregistrierender Apparate.



Tägliche Periode des Luftdruckes.
(Abweichung vom Tagesmittel in Millimeter.)

Die hier beigefügte Zeichnung veranschaulicht nach v. Bebber für eine Anzahl von Orten in verschiedenen Breiten die tägliche Periode des Luftdruckes,

indem sie die Abweichung vom Tagesmittel in Millimeter durch Curven zur Darstellung bringt.

Näheres über die täglichen Schwankungen des Luftdruckes in den einzelnen Breitegürteln der Erde erfahren wir aus einer Zusammenstellung empirischer Regeln durch A. Woeikoff, welche hier in Kürze aufgeführt werden sollen.

In den Tropen und in niederen Breiten überhaupt ist man zu folgenden Ergebnissen gekommen:

1. Die tägliche Schwankung des Luftdruckes nimmt im allgemeinen mit der Höhe ab.

2. Die Beträge der Tages- und Nachtschwankung sind auf offenem Meere nahezu gleich. Doch ist auf dem Meere in einiger Entfernung vom Lande das Nachtminimum tiefer als dasjenige am Nachmittage, auf dem Lande umgekehrt, wo auch das Tagesmaximum höher ist. Die Curven für den Golf von Bengalen und für Calcutta auf unserer Zeichnung lassen dies deutlich erkennen.

3. Auf dem Lande ist die Tagesschwankung größer in der trockenen Jahreszeit, kleiner in der Regenzeit, so dass also in der letzteren die Verhältnisse sich denjenigen auf dem Meere nähern. So beträgt für Bombay im April (Trockenzeit) die Tagesschwankung 3·08, die Nachtschwankung 1·17 *mm*, im Juli (Regenzeit) die Tagesschwankung 1·70, die Nachtschwankung 1·26 *mm*.

4. Für das Innere der Continente in tropischen Breiten fehlen zwar noch die stündlichen Beobachtungen, aber soviel ist bekannt, dass die Größe der Tagesschwankung des Luftdruckes nach dem Innern hin zunimmt.

In niederen mittleren Breiten, bis etwa 45°, gelten folgende Regeln:

5. Die tägliche Oscillation ist im Sommer größer als im Winter, wenn der Sommer nicht Regenzeit ist; herrscht aber im Sommer eine ausgesprochene Regenzeit, dann ist die Tagesschwankung kleiner als in den übrigen Jahreszeiten. In der trockenen Jahreszeit nimmt sie mit der Größe der Sonnenstrahlung zu. Im Sommer wächst am Tage die Dauer des abnehmenden Luftdruckes, so dass das Maximum früher, das Minimum später eintritt. Dagegen ist diese Dauer im Winter kürzer, und daher die rasche Abnahme des Luftdruckes um die Mittagszeit.

6. Im allgemeinen ist die Tagesschwankung in den Thälern größer als in den Ebenen, in den Ebenen größer als auf Hügeln und Bergen.

7. In trockenen Thälern verschwindet im Sommer die Nachtschwankung ganz, wobei die tägliche Periode des Luftdruckes zu einer mehr einfachen sich gestaltet.

8. In Gebirgen, insbesondere auf isolierten Bergen, verspätet sich das Tagesmaximum bis auf den Nachmittag, und das Nachmittagsminimum verschwindet nahezu; so tritt z. B. auf dem Faulhorn in 2670 *m* Höhe im Sommer das Tagesmaximum erst um 1 Uhr nachmittags ein. Das Nachtminimum ist deutlich ausgeprägt.

In den höheren Breiten ist

9. im Innern der Continente die Dauer vom Morgenmaximum bis zum Nachmittagsminimum im Sommer noch größer, ebenso auch die Verkürzung im Winter. In der Nähe des Meeres, insbesondere aber auf offenem Meere, verspäten sich beide noch mehr und sind überhaupt nicht bedeutend.

Mit der so merkwürdigen Erscheinung der doppelten täglichen Oscillation des Barometers hat man sich in der letzteren Zeit eingehend beschäftigt, ohne dass man bisher zu einer vollkommen befriedigenden Erklärung derselben gelangt wäre, obgleich letztere nun seit 200 Jahren bekannt ist. Wohl kann nicht bezweifelt werden, dass die Oscillation des Luftdruckes größtentheils von dem täglichen

Gange der Insolation abhängig sei; mit der Abnahme der Intensität der Sonnenstrahlung vom Äquator nach den Polen hin nimmt auch die Amplitude der täglichen Barometerschwankung ab und überall, wo die Amplitude der Temperatur eine Erhöhung erfährt, nimmt auch die Amplitude der täglichen Barometerschwankung hin zu. Nach Rykatschew läſst sich die tägliche Periodicität des Barometerstandes auf die durch Erwärmung und Abkühlung erzeugten Luftströmungen zurückführen. Diese erzeugen eine Verschiebung der Luftmassen und haben Änderungen im Luftdrucke zur Folge. „Die Luftsäule über dem Meridian des Temperaturmaximums wird ausgedehnt, erhebt sich mehr als an den benachbarten Meridianen und fließt in den oberen Schichten nach beiden Seiten zum Meridian des Temperaturminimums. Indem an der abgekühlten Stelle der Luftdruck zunimmt, fließt daselbst unten die Luft an beiden Seiten nach dem Meridian des Temperaturmaximums. Hieraus ergibt sich ein Kreislauf der Luft mit horizontalen Strömungen in der unteren und oberen Schicht, einem aufsteigenden Strome in der erwärmten Gegend, und einem absteigenden in der abgekühlten, wodurch nothwendig Schwankungen des Luftdruckes hervorgerufen werden müssen, eine Zunahme, wenn die Geschwindigkeit der täglichen periodischen Bewegung der Luft in der Richtung von Ost nach West zunimmt, oder umgekehrt." J. Hann schließt sich dieser Erklärung insoferne an, als er zugibt, daſs durch die periodische, täglich in gleicher Weise wiederkehrende Wirkung der Sonnenstrahlung auf die oberen Schichten der Atmosphäre periodische Bewegungen von großer Regelmäßigkeit entstehen müssen, welche den typischen Charakter der täglichen Oscillation des Barometers erklären könnten, während die örtlichen Verschiedenheiten der Grundlage das modificierende Element darstellen. Hierher gehört namentlich die ungleichmäßige Vertheilung von Land und Wasser auf der Erdoberfläche, deren Einfluſs auf die Bestimmung des absoluten Wertes der Schwankung in besonderen Localitäten wie über großen Gebieten nach der Ansicht des schottischen Meteorologen Buchan sehr bedeutend ist. Von ihr hängt größtentheils der Wasserdampfgehalt der Luft und von diesem wieder der Luftdruck ab, was sich in dem täglichen Gange des letzteren spiegelt. Da mit der Condensation des Wasserdampfes auch der elektrische Zustand der Luft sich ändert, wird ein Einfluſs der Luftelektricität auf die tägliche Oscillation des Barometers ebenfalls nicht bezweifelt werden können.

Trotz aller Erklärungsversuche ist aber die doppelte Periode der täglichen Luftdrucksschwankung keineswegs zur Genüge aufgehellt und namentlich bleibt die Frage in Bezug auf das nächtliche Maximum noch ungelöst; denn es muſs sehr auffallen, daſs dasselbe schon um 10 Uhr abends eintritt und nicht näher dem Temperaturminimum (um Sonnenaufgang) liegt.

Eine Reihe von Forschern hat diesen Gegenstand von einer anderen Seite angefaſst und es scheint, daſs die Lösung auf diesem Wege gefunden werden dürfte. Schon 1828 hat der berühmte Mailänder Astronom Francesco Carlini erkannt, daſs der größte Theil der täglichen Barometerschwankung durch die Summe zweier periodischer Glieder repräsentiert werde, von denen das eine zwei Maxima und Minima im Laufe des Tages hat, das andere aber nur je ein Maximum und Minimum. Jede dieser Perioden hat ihre separate Ursache. Die eine derselben, welche in einem Cyklus von 24 Stunden einmal abläuft, schrieb Carlini einer Wärmewirkung der Sonne auf die Atmosphäre zu, die andere, welche zwei Maxima und Minima im Laufe eines Tages aufweist, schrieb er einer Anziehung der Sonne auf das Luftmeer zu oder einer Wirkung ähnlicher Art. Unabhängig von Carlini ist auch Lamont 1859 zur Überzeugung gekommen, daſs die beiden Hauptglieder der periodischen Function, durch welche man die tägliche Barometerschwankung

darstellen kann, der Ausdruck für die Wirkungen zweier verschiedener, ihnen zugrunde liegender Ursachen sind. Letzterer war es auch, der zuerst in gründlicher Weise gezeigt hat, dass, während die einfache tägliche Oscillation des Barometers sich in hohem Grade von dem Wechsel der Jahreszeiten abhängig zeigt, die doppelte tägliche Oscillation dagegen eine merkwürdige Unabhängigkeit von diesen Einflüssen aufweist und sich dadurch als eine Erscheinung ganz anderer Natur manifestiert. Auch John Allan Broun sah 1859 in der doppelten täglichen Oscillation des Barometers eine Erscheinung, welche sich nicht durch die bekannten täglichen Wärmewirkungen der Sonne auf die Atmosphäre erklären lässt. Diesen Ansichten hat sich zujüngst der ausgezeichnete Meteorologe Julius Hann, Director der k. k. Central-



Dr. Julius Hann.

anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus in Wien, angeschlossen und den Gegenstand 1889 einer eingehenden Untersuchung unterworfen. Auch er erklärt die tägliche Barometerschwankung als eine zusammengesetzte Erscheinung, die der Hauptsache nach aus einer doppelten täglichen Oscillation besteht, auf welcher eine einfache tägliche Oscillation aufgesetzt ist. Sie ist also zum größten Theile das Interferenzphänomen einer einmaligen und einer doppelten täglichen Welle. Wir sehen, dass in der Nähe des Äquators, wo die Erscheinung am stärksten und reinsten auftritt, namentlich dort, wo die rein örtlichen Einflüsse ausgeschlossen sind, wie auf offener See, die doppelte tägliche Welle weitaus die Haupterscheinung darstellt, so dass fast nur diese zur Erscheinung kommt, und bloß eine geringe Abweichung

von vollständiger Symmetrie in der Bewegung des Barometers in den beiden Tageshälften noch auf das Vorhandensein einer anderen Periode hindeutet. Man findet dann, dass der doppelten täglichen Welle noch eine einfache Welle aufgesetzt ist, deren Amplitude aber nur ein Drittel bis ein Fünftel der Amplitude der Doppelwelle beträgt. Es zeigt sich ferner, dass die Amplitude der doppelten täglichen Oscillation mit der geographischen Breite regelmäßig abnimmt, während bei der Amplitude der einmaligen täglichen Oscillation dies durchaus nicht der Fall ist, indem dieselbe in hohem Grade von den Localverhältnissen beeinflusst wird. In höheren Breiten kann es derart geschehen, dass diese einfache Oscillation zur Haupterscheinung wird, ja dass die doppelte tägliche Oscillation scheinbar ganz verschwindet (so im Sommer auf den Continenten). Wir kennen nun in der That periodische Erscheinungen in unserer Atmosphäre, welche eine einfache tägliche Oscillation erzeugen müssen. Es sind dies die Land- und Seewinde der Küsten und die Berg- und Thalwinde der Gebirgsländer. Wir finden auch wirklich an diesen Orten eine bedeutende örtliche Vergrößerung der einmaligen täglichen Barometerschwankung, wie sie durch die wahrnehmbaren periodischen Übertragungen von Luftmassen erfordert wird. Wir haben demnach einen physikalischen Grund dafür, dass wir die einfache tägliche Oscillation für sich herausnehmen aus der Gesammtoscillation des Barometers, und dieselbe auch für sich untersuchen. J. Hann liefert nun eine streng wissenschaftliche Beschreibung der atmosphärischen Ebbe und Flut, um damit eine Grundlage für eine spätere mathematisch-physikalische Theorie derselben zu schaffen. Hoffentlich setzt der berühmte Meteorologe diese Untersuchung selbst weiter fort und bereichert die Wissenschaft um die Erklärung einer so wichtigen Erscheinung.

Neben der täglichen besteht auch eine jährliche Periode des Luftdruckes. Diese ist in verschiedenen Gegenden sehr verschieden. Am geringsten sind die jährlichen Veränderungen auf dem Meere und in dessen Nähe, am größten und regelmäßigsten im Innern der Festländer. Über den Continenten herrscht im Winter hoher Luftdruck, im Sommer niedriger Luftdruck, über den Oceanen ist der Luftdruck in den einzelnen Jahreszeiten ein gleichmäßiger, doch lässt sich im allgemeinen daselbst das Maximum in der wärmeren Jahreszeit, das Minimum in der kälteren Jahreszeit beobachten. Diese Verhältnisse erklären sich vollständig aus der verschiedenen Erwärmung der Luft. Über den Continenten erzeugt die große Wärme des Sommers einen mächtigen aufsteigenden Luftstrom, der hier verhältnismäßig trocken ist, so dass der Druck des Wasserdampfes nicht ausreicht, um das zu ersetzen, was die Luft durch ihre Leichtigkeit und geringere Dichte an Druckvermögen verliert. Die Folge ist also eine Abnahme des Luftdruckes. Anders im Winter. In dieser Jahreszeit findet wegen der starken Wärmeausstrahlung der Erdoberfläche bei langer Nacht und klarem Himmel eine starke Erkältung der unteren Luftschichten statt. Die kalten Luftschichten ziehen sich stark zusammen, werden dadurch schwer und drücken mit größerem Gewicht auf das Barometer. Dazu kommt noch, dass die nach unten drängenden Luftschichten in der Höhe für neue Luftschichten Raum schaffen, welche nun zuströmen und durch ihr Gewicht den Luftdruck vermehren helfen. Auf hohen Bergen zeigt sich ein Maximum des Luftdruckes im Sommer und ein Minimum im Winter, was sich durch raschere Abnahme des Luftdruckes mit der Höhe im Sommer erklärt.

Von außerordentlicher Bedeutung für das Verständnis fast aller meteorologischen Vorgänge ist die Kenntnis der Vertheilung des Luftdruckes auf der Erdoberfläche. Diese Kenntnis verdanken wir dem bereits genannten schottischen Meteorologen Alexander Buchan. Derselbe hat zunächst die mittleren

Barometerstände eines jeden Monates für eine große Anzahl von Orten auf der Erdoberfläche berechnet, welche Operation auf gleiche Weise vorgenommen wird, wie die Berechnung der mittleren Monats- oder Jahrestemperatur (vgl. S. 55). Um eine Vergleichbarkeit zu erzielen, reducierte Buchan hierauf alle gefundenen mittleren Barometerstände auf das Meeresniveau (vgl. S. 119) und trug deren Werte auf Erdkarten in Mercators Projection ein. Indem er nun alle Orte, wo der Luftdruck an der Meeresfläche derselbe ist, durch Linien miteinander verband, erhielt er die sogenannten Isobaren, d. h. Linien gleichen mittleren Luftdruckes. Auf diese Weise wurden Isobaren für alle Monate des Jahres entworfen. Unsere Karten VIII und IX stellen die Vertheilung des Luftdruckes im Jänner und im Juli nach J. Hann dar.

Für die Eintragung auf der Karte sind die Barometerhöhen auch noch auf absolutes Maß, d. h. die Schwere unter 45° Br. reducirt. Denn die Größe des Druckes, welchen die Quecksilbersäule des Barometers auf ihre Grundfläche ausübt, ist von der Größe der Schwere abhängig. Letztere ist aber nicht an allen Orten, wo Barometerbeobachtungen angestellt werden, gleich groß, sondern unter der Voraussetzung, dass die Messungen im Niveau des Meeresspiegels stattfinden, am Äquator am kleinsten und an den Polen am größten, weil die durch die Achsendrehung der Erde erzeugte Fliehkraft der Schwerkraft am Äquator am meisten entgegenwirkt, an den Polen gar nicht. Um nun die beobachteten und auf die Seehöhe reducierten Barometerstände auch in dieser Hinsicht untereinander vergleichbar zu machen, muss man noch eine weitere Reduction vornehmen. Nur für 45° Br. kann man einen mittleren Barometerstand von 760 *mm* am Meeresspiegel annehmen, unter höheren Breiten als 45° gibt die gemessene Barometerhöhe infolge der größeren Schwere des Quecksilbers ein zu kleines Maß für den absoluten Luftdruck, an Orten zwischen 45° Br. und dem Äquator dagegen ein zu großes Maß. Deshalb muss man bei Breiten über 45° hinaus zu dem gemessenen Barometerstand noch 2 *mm* hinzufügen, bei Breiten unter 45° aber 2 *mm* abziehen, um ein Maß für den wirklichen Luftdruck zu erhalten.

Auf unseren beiden Isobarenkarten fällt zunächst auf, dass die Isobare von 760 *mm*, welche den Wert des gewöhnlichen mittleren Luftdruckes repräsentiert, als Grenzlinie Gebiete hohen Luftdruckes (über 760 *mm*) von denen niederen Luftdruckes (unter 760 *mm*) scheidet. Ferner, dass die Isobaren nur zum Theil die ganze Erde umspannen, sehr häufig aber nach kürzerer Längenerstreckung in sich zurückkehren, so dass einander nachbarliche Orte in gleicher Breite sehr verschiedenen Luftdruck aufweisen. So zeigt der Verlauf der Isobaren nicht wie jener der Isothermen eine regelmäßige Veränderung vom Äquator nach den Polen hin, sondern Gebiete mit sehr hohem Luftdruck sind Gegenden mit sehr niedrigem Luftdruck vielfach nahe benachbart. Von dem Orte höchsten Luftdruckes (einem barometrischen Maximum) nimmt derselbe nach allen Seiten hin ab, ebenso von einem Orte niedrigsten Luftdruckes (einem barometrischen Minimum) allseits zu.

Betrachten wir nun die Isobaren des Jänner auf Karte VIII etwas näher. Die Isobare für 760 *mm* begegnet uns mehrmals. Die nördlichste geht von den Parry-Inseln im arktischen Nordamerika südöstlich nach Neuschottland, durchquert dann in östlicher Richtung den Atlantischen Ocean, steigt vor der Westküste Europas wieder an, läuft über das südliche England, Jütland, den südlichen Theil Schwedens durch Finland und Nordrussland nach Nowaja-Semlja, um hierauf das Arktische Eismeer in östlicher Richtung zu durchschneiden. Wir finden sie wieder im Norden von Kamtschatka, von wo sie sich westwärts nach Ochotsk, dann südlich nach Japan wendet; nun geht sie durch den Großen Ocean nach

Nordamerika, von wo sie über Alaska und durch das Beringsmeer nach Kamtschatka zurückkehrt. Nach Norden hin nimmt auf dieser ganzen Strecke des Oceans der Luftdruck ab, nach Süden zu. Eine dritte Isobare von 760 *mm* geht ungefähr unter 10° nördl. Br. durch den Atlantischen Ocean, durchschneidet unter 15 bis 18° Afrika, das Indische Meer, Vorder- und Hinterindien, sinkt im Chinesischen Meer wieder etwas südlicher, geht über die Philippinen und durchquert in gleicher Breite den ganzen Großen Ocean, unter 10° Br. schließlich Südamerika schneidend. Hier liegt der höhere Luftdruck im Norden, der niedrige im Süden. Auf der südlichen Hemisphäre endlich umschließt die Isobare für 760 *mm* zwei getrennte Partien, deren kleinere im südöstlichen Theile des Großen Oceans liegt und die Westküste Südamerikas streift, die größere den südlichen Theil des Atlantischen Oceans, die Südwestecke Afrikas, den Südtheil des Indischen Oceans umfasst und sich bis gegen Melbourne in Australien erstreckt. Von diesen Partien nimmt der Luftdruck nach Norden und nach Süden ab; der höhere Luftdruck liegt in ihrem Inneren.

Maxima des Luftdruckes im Jänner finden wir in folgenden Gegenden: in Ostasien vom Südwestende des Baikalsees bis über Jakutsk hinaus mit einem Luftdruck von mehr als 778 *mm*; im Innern Nordamerikas, wo der Luftdruck 768 *mm* übersteigt; im Atlantischen Ocean zwischen dem nördlichen Wendekreise und den Açoren (über 768 *mm*); im Innern der pyrenäischen Halbinsel und in Mitteleuropa (766 *mm*); im nördlichen Theil des Großen Oceans, vom Wendekreis bis S. Francisco (über 766 *mm*); in den südlichen Theilen des Großen, Atlantischen und Indischen Oceans (über 766 *mm*).

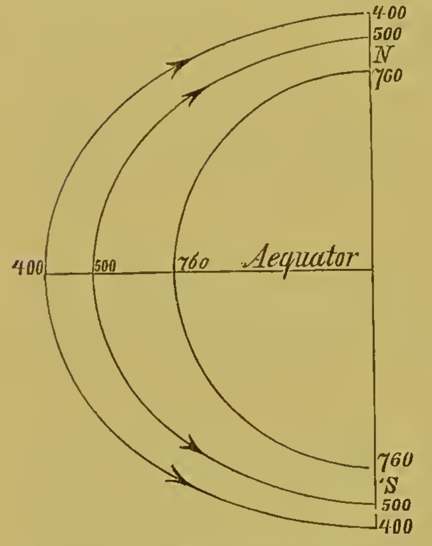
Minima des Luftdruckes im Jänner sind zu finden: zwischen Grönland und Island, wobei der Südwesten letzterer Insel einen Luftdruck unter 746 *mm* aufweist; im nördlichen Theile des Großen Oceans zwischen Kamtschatka und Sitcha (unter 752 *mm*); im Norden des australischen Festlandes (unter 752 *mm*); im südlichen Eismeere (unter 742 *mm*).

Die Isobaren des Juli auf Karte IX zeigen einen wesentlich anderen Verlauf als die des Jänner. Die Isobare für 760 *mm* tritt am nördlichsten in Grönland auf, welches sie in südlicher Richtung durchzieht, worauf sie unter 73° Br. nach Osten umbiegt, über Südspitzbergen geht, Franz Josefsland streift und nördlich von Neu-Sibirien sich nach Norden wendet. Am auffälligsten ist das von der Isobare für 760 *mm* eingeschlossene große Gebiet, welches den mittleren Theil des Atlantischen Oceans mit den angrenzenden Theilen von Nordamerika, Europa und Nordwestafrika umfasst und auf der südlichen Halbkugel über Afrika, den Indischen Ocean, Australien, den Großen Ocean und das mittlere Südamerika sich erstreckt, hier die ganze Erde umspannend. Diese Isobare geht von Neufundland über den Atlantischen Ocean, Schottland, Jütland, biegt vor Königsberg nach Süden, trennt West- von Osteuropa, durchquert das Mittelmeer, schneidet das nordwestliche Afrika von Tripolis bis zum 20. Parallel an der Westküste, geht über die Capverden, zieht durch Afrika von Monrovia bis Barawa, geht durch den Indischen Ocean nach Australien und durch den Großen Ocean, hier über den Äquator nordöstlich aufsteigend, nach Südamerika, das sie südlich vom Cap Parina betritt und unter dem Äquator verlässt, wendet sich darauf nach Nordwest, geht über Venezuela und Centralamerika nach Nordamerika, durchschneidet dieses in nördlicher Richtung bis zum Winipegsee, fällt südöstlich gegen die atlantische Küste ab und erreicht endlich über Neubraunschweig wieder Neufundland. Als Südgrenze des obenbezeichneten Gebietes verläuft die Isobare für 760 *mm* sehr gleichförmig zwischen 34 und 45° südl. Br. durch den Großen Ocean, Süd-

amerika, den Atlantischen und Indischen Ocean bis Tasmanien und dem Norden von Neuseeland. An dritter Stelle begegnet uns die Isobare für 760 *mm* im Nordtheile des Großen Oceans, wo sie im Osten die Westküste von Nordamerika bis gegen Alaska mit einschließt.

Maxima des Luftdruckes im Juli finden wir in folgenden Gegenden: über dem Nordatlantischen Ocean, wo der Luftdruck bei den Azoren 766 *mm* übersteigt; im nördlichen Theile des Großen Oceans (über 768 *mm*); im südöstlichen Theile des Stillen Oceans (über 766 *mm*); in Südafrika (über 768 *mm*); im südlichen Theile des Indischen Oceans (über 768 *mm*); in Australien (über 764 *mm*).

Minima des Luftdruckes im Juli sind zu beobachten: im südwestlichen Asien, zwischen Buschir, Delhi und Herat (unter 748 *mm*); im Innern Skandinaviens (unter 757 *mm*); im nördlichen Theile des Atlantischen Oceans, zwischen Island, Jan Mayen und der norwegischen Küste (unter 757 *mm*); in Südgrönland, dem westlichen Island und dem Meere zwischen beiden (unter 757 *mm*); im Osttheil des arktischen Archipels Nordamerikas (unter 756 *mm*); in Südcalifornien, West-Mexiko und dem angrenzenden Theile des Großen Oceans (unter 758 *mm*); endlich über den Südpolarländern, wo der Luftdruck unter 746 *mm* herabsinkt.



Schematischer Durchschnitt durch die Atmosphäre.

Überblicken wir das hier Aufgeführte, so finden wir, daß über den Continenten im Winter hoher, im Sommer niedriger Luftdruck herrscht, während über den Oceanen der Luftdruck während des ganzen Jahres ein viel gleichmäßigerer ist. Am Äquator ist der Luftdruck relativ niedrig; von da nimmt derselbe bis zu 30 oder 40° nördl. und südl. Br. in allen Jahreszeiten etwas zu, um dann gegen die Polarkreise hin wieder zu sinken. Jenseits des nördlichen Polarkreises steigt der Luftdruck wieder; ob ein gleiches auch über den südlichen Polarkreis gegen den Pol hin der Fall ist, konnte bis jetzt noch nicht festgestellt werden, ist aber wahrscheinlich. Sehr auffällig sind die bleibenden Regionen höheren Luftdruckes zwischen 30 und 40° nördl. Br., während der niedrige Luftdruck am Äquator sich aus der Ausdehnung der Luft durch die Wärme erklärt, welche natürlich in der Tropenzone am bedeutendsten ist.

Eine Erklärung der Vertheilung des Luftdruckes im allgemeinen hat zuerst J. Hann in klarer Weise geliefert, weshalb wir dieselbe mit den Worten dieses berühmten Meteorologen hier wiedergeben wollen.

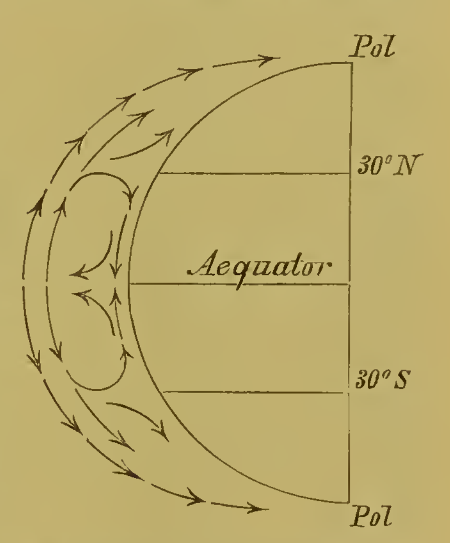
„In der Tropenzone ist die Luft durch Wärme (und Feuchtigkeit) am stärksten ausgedehnt, daher in den höheren Schichten der Luftdruck hier größer ist als in gleichem Abstande von der Erdoberfläche unter allen Breiten bis gegen die Pole hin. Denken wir uns alle Punkte gleichen Luftdruckes als einer Fläche angehörend, so wird der Verticalschnitt einer solchen Fläche längs eines Erdmeridians schematisch ungefähr durch die obige Figur dargestellt werden.

Das Gleichgewicht der Atmosphäre würde erfordern, daß alle Schichten gleichen Druckes mit der Erdoberfläche concentrisch wären, mit anderen Worten, daß in gleichem Abstande von der Erdoberfläche der Luftdruck überall der gleiche wäre. Das ist nun in Wirklichkeit, wie die obige Figur zeigt, nicht mehr

der Fall, sondern alle Flächen gleichen Druckes steigen gegen den Äquator hin an, und in derselben Höhe nimmt also der Luftdruck gegen die Pole hin ab. Dadurch bekommt die Luft in jeder dieser Schichten ein Gefälle gegen die Pole hin und sie muss in dieser Richtung abfließen, um den gleichen Luftdruck in demselben Niveau (demselben Abstande von der Erdoberfläche) wieder herzustellen. Die Wärme setzt also zuerst die oberen Luftschichten in Bewegung, bevor noch der Luftdruck an der Erdoberfläche selbst sich geändert hat. Die nächste Folge des Abfließens der Luft ober dem Äquatorialgebiet muss aber sein, dass der Luftdruck hier sinkt, denn das Gewicht der drückenden Luftsäule hat sich um die abgeflossene Luftmenge vermindert. Umgekehrt muss gegen die Pole hin der Luftdruck an der Erdoberfläche steigen, weil in der Höhe ein Zufluss von Luft stattfindet, der das Gewicht der Luftsäule vergrößert.

Dass dies in der That stattfindet, am hervortretendsten im Winter, wo der Temperaturunterschied zwischen niederen und höheren Breiten am größten ist, zeigen folgende Resultate der Luftdruckbeobachtungen (Mittel für December bis Februar):

	Südamerika Äquator	Nordamerika 39° nördl. Br.
Luftdruck an der Erdoberfläche .	759 *mm*	767 *mm*
Luftdruck im Niveau von 4060 *m*[1])	471 *mm*	458 *mm*



Schematische Darstellung der allgemeinen Circulation der Atmosphäre.

Wir sehen, dass an der Erdoberfläche der Luftdruck vom Äquator gegen die höheren Breiten zunimmt, in der Höhe von 4000 *m* derselbe aber umgekehrt unter dem Äquator höher ist als in 39° nördl. Br. Dadurch müssen zwei Strömungen in der Atmosphäre entstehen, eine obere (die schon erwähnte primäre) vom Äquator gegen die Pole hin, und eine untere von den höheren Breiten gegen den Äquator, weil die Luft in jeder Horizontalschicht nach jener Richtung strömen muss, nach welcher hin der Luftdruck am meisten abnimmt. Wäre die Erde von gleichförmiger Oberfläche und cylindrisch statt kugelförmig, so würde die Luftcirculation bei fortdauernder ungleicher Erwärmung zwischen der Mitte und den Enden des Cylinders regelmäßig in der Weise stattfinden, dass am Äquator die Luft, durch Wärme ausgedehnt, beständig in die Höhe gehoben, an den Polarenden aber herabsinken würde und dazwischen zwei Strömungen herrschen würden, eine untere von den Polargegenden zum Äquator und eine obere in entgegengesetzter Richtung. Da aber die Erde kugelförmig ist und ihr Umfang mit zunehmender geographischer Breite abnimmt, so muss der Kreislauf schon früher ein Ende finden; denn die von einem Umkreis von 5400 Meilen in der Höhe abfließende Luft findet bald keinen Raum mehr, um gleichmäßig bis gegen die Pole hinzufließen. Die Beobachtungen zeigen, dass die obere Strömung, wenigstens zum größten Theile, schon in der Gegend des 30. Breitengrades aus der Höhe herabsinkt, und gleich wieder in den unteren Theil des Kreislaufes aufgenommen wird. Jenseits des 30. Breitengrades lassen die Beobachtungen die Existenz zweier regelmäßig übereinander in entgegengesetzter

[1]) Nach Beobachtungen auf dem Antisana in Südamerika und auf Pikes Peak in Nordamerika.

Richtung ziehender Strömungen nicht mehr erkennen. Die Atmosphäre ist hier zumeist von niedrigeren gegen höhere Breiten in Bewegung und es scheint diese Bewegung mit zunehmender Höhe immer mehr vorzuherrschen, wie dies auch nach der Figur auf S. 130 infolge der allgemeinen Luftdruckvertheilung in der Höhe der Fall sein muss. In den unteren Schichten zeigen sich aber die Luftströmungen hauptsächlich durch den Temperaturgegensatz der continentalen und oceanischen Flächen und die dadurch hervorgerufenen Luftdruckverschiedenheiten bedingt, und die Regelmäßigkeit und Stabilität der Luftcirculation der Tropen geht zugleich mit der Gleichmäßigkeit der Wärmevertheilung verloren. Das Schema der allgemeinen Circulation der Atmosphäre wird ungefähr durch die Figur auf S. 131 dargestellt.

Zwischen dem Äquator und 30° Breite (circa) findet sich ein vollständiger geschlossener Kreislauf. Der Luftdruck ist im Äquatorialgürtel am niedrigsten und nimmt gegen den 30. bis 40. Breitengrad hin zu, wo er ein Maximum erreicht. Jenseits dieser Breiten und dieses Gürtels hohen Luftdruckes scheint in großen Höhen gleichfalls noch eine fast constante polwärts gerichtete Strömung zu bestehen. An der Erdoberfläche aber herrscht nur auf der fast ganz wasserbedeckten und gleichförmigen Südhemisphäre auch unten diese Strömung ziemlich gleichmäßig vor, auf der nördlichen Hemisphäre ist es der Gegensatz von Continenten und Oceanen, welcher die vorherrschenden Winde der unteren Schichten bedingt."

Es ist bereits erwähnt worden, dass die periodischen Schwankungen des Barometers durch die zufälligen, nicht periodischen maskiert sind, so dass man die periodischen Schwankungen nur durch Mittelzahlen aus lange fortgesetzten Beobachtungsreihen nachweisen kann. Der Einfluss der Jahreszeiten auf die Barometerschwankungen ist nämlich ein ansehnlicher. Dennoch ist derselbe erst in neuerer Zeit, namentlich von Felberg und Köppen, eingehender untersucht worden. Die monatlichen Barometerschwankungen, das sind die mittleren Unterschiede der extremen Barometerstände in den einzelnen Monaten, zeigen sich ihrer Größe nach entschieden von der Breite abhängig, und zwar zu allen Jahreszeiten. Während die Größen der Schwankungen auf der südlichen Halbkugel im ganzen Jahre sich ziemlich gleich bleiben, zeigt die nördliche Halbkugel im Sommer und im Winter der Größe nach ganz bedeutende Unterschiede. Am größten ist die mittlere Schwankung im Nordatlantischen Ocean zwischen den britischen Inseln und Neufundland im Winter, wo sie nicht weniger als 50 *mm* beträgt. Das Minimum — unter 6 *mm* — ist in äquatorialer Breite zu beobachten. Im Sommer liegt das Maximum auf dem Nordatlantischen Ocean zwischen 25 und 30 *mm*; das Minimum am Äquator ist dem des Winters fast gleichwertig. Diese unperiodischen Schwankungen des Barometerstandes spiegeln die ruhige Zeit des Sommers und die unruhige des Winters deutlich wieder. Man hat auch auf Karten alle Orte, für welche die mittlere monatliche Amplitude der Barometerschwankungen dieselbe ist, durch Curven miteinander verbunden und auf diese Weise die sogenannten isobarometrischen Linien erhalten.

Zum Schlusse wollen wir noch den Einfluss des verschiedenen Luftdruckes auf den Menschen einer Betrachtung unterziehen. Da die Schwankungen desselben an einem und demselben Orte nur sehr gering sind, können sie auch keinen nachtheiligen Einfluss auf die Gesundheit haben. Änderungen des Luftdruckes von 20 *mm* im Verlaufe eines Tages kommen schon sehr selten vor; man kann sich den Effect einer solchen Schwankung vorstellen, indem man erwägt, dass dieselbe ebensogroß ist, wie wenn man im Laufe eines Tages ganz gleichmäßig auf den Gipfel eines 200 *m* hohen Hügels gehoben würde.

Wesentlich anders aber werden die Luftdruckverhältnisse, wenn man sich in bedeutende Seehöhen erhebt. Die ansehnliche Verminderung des Luftdruckes bei

Bergbesteigungen übt auf die Touristen einen mehr oder weniger unangenehmen physiologischen Einfluss, der sich namentlich in beengtem Athem, Erschöpfung, Herzklopfen, Kopfschmerz, Schwindel und drohender Ohnmacht äußert, Erscheinungen, welche schon 1522 die Spanier auf dem Popocatepetl in Mexiko und Saussure 1787 auf dem Montblanc beobachteten. Doch sind diese Wirkungen individuell verschieden; manche Bergsteiger bleiben von ihnen ganz frei. So übernachtete der bekannte englische Hochtourist E. Whymper auf dem Gipfel des 5960 *m* hohen Cotopaxi, ohne unter dem verminderten Luftdruck zu leiden, ja er blieb selbst auf dem Chimborazo, 6253 *m* über dem Meere, von den unangenehmen Wirkungen desselben frei. Die Brüder v. Schlagintweit erreichten am Ibi-Gamin im Himalaya eine absolute Höhe von 6780 *m*, wo der Luftdruck nur mehr 339·4 *mm* betrug. Bemerkenswert ist übrigens, dass nach den Beobachtungen des Engländers Graham, welcher 1883 mehrere Gipfel im Himalaya erstieg und auf dem Dunagiri die Höhe von 6860 *m* erreichte, die Einwirkung der verdünnten Luft auf den menschlichen Organismus eine wesentlich geringere sei als in den europäischen Alpen. Welchen Luftdruckunterschieden aber der menschliche Organismus sich anzupassen vermag, dafür bietet A. v. Humboldt ein classisches Beispiel, der in einer Taucherglocke eine Stunde hindurch unter einem Luftdruck von 1220 *mm* ausharrte, dagegen am Chimborazo das Barometer bis auf 377 *mm* fallen sah.

In noch viel bedeutendere Höhen und viel geringeren Luftdruck als Bergsteiger sind Luftschiffer emporgestiegen, ohne Schaden für ihre Gesundheit zu erleiden. H. v. Schlagintweit bemerkt auch, dass die Einwirkung des verminderten Luftdruckes sich beim Bergsteiger früher zeige als beim Luftschiffer. Der Engländer J. Glaisher beobachtete bei seiner Ballonfahrt am 5. September 1862 in einer Seehöhe von 8840 *m* (der Höhe des Gaurisankar) einen Luftdruck von 248 *mm*, weniger als ein Drittel des an der Erdoberfläche herrschenden Druckes. Ja, er erreichte sogar eine Höhe von 11.000 *m*. Dies dürfte freilich die höchste erträgliche Höhe sein. Glaisher fühlte sich am ganzen Körper gelähmt, die Zunge versagte den Dienst, das Auge war von dichter Finsternis umhüllt, endlich verlor er auch das Bewusstsein. Er wäre aus diesem Schlafe nicht mehr erwacht, wenn es nicht seinem Gefährten Coxwell noch rechtzeitig gelungen wäre, das Ventil mit seinen Zähnen zu öffnen und den Ballon in tiefere Regionen herabzuführen. Coxwell hatte nur den Gebrauch seiner Hände verloren, für Glaisher blieb jedoch die Ohnmacht ohne jede üble Folge. In gleicher Höhe von 11.000 *m* beobachtete 1875 der französische Luftschiffer G. Tissandier einen Luftdruck von nur 150 *mm*; infolge dieser großen Verdünnung der Luft erlitten seine Gefährten den Tod durch Ersticken, während Tissandier selbst am Leben blieb.

In den eben betrachteten Fällen waren Menschen nur vorübergehend einem sehr niedrigen Luftdrucke ausgesetzt. Es gibt aber ständige menschliche Ansiedelungen, wo ein sehr geringer mittlerer Luftdruck herrscht, so dass deren Bewohner fortwährend unter diesem niedrigen Drucke leben. Es mögen hier einige der höchst gelegenen Wohnorte nach J. Hann angeführt werden.

	Breite	Seehöhe Meter	Luftdruck Millimeter
S. Bernhard-Hospiz	45° 51′ nördl.	2478	564
Goldbergbau in der Fleiß (Kärnten)	47° 3′ „	2740	544
Mexiko	19° 25′ „	2270	586
Quito	0° 14′ südl.	2850	549
Leh (Tibet)	34° 10′ nördl.	3517	497
Meteorologisches Observatorium auf d. Pikes Peak	38° 50′ „	4300	451
Dorf S. Vincente (Bolivia)	21° 5′ südl.	4580	436
Kloster Haule (Tibet)	32° 48′ nördl.	4610	433

Noch höher liegt die Station Thok Dschalung in der tibetanischen Provinz Gnari Khorsum, wo in einer Seehöhe von 4977 *m* ein Goldbergbau Sommer und Winter im Betriebe ist; daselbst kann der Luftdruck nur mehr etwa 385 *mm* betragen. Solche ständige menschliche Wohnungen befinden sich also in Höhen, wo der Luftdruck nur mehr Zweidrittel bis zur Hälfte des am Meeresspiegel herrschenden Druckes beträgt. Die Einwirkung hiervon auf den menschlichen Organismus äußert sich als eine eigene Krankheit, die auf den Hochflächen Innerasiens, wie der südamerikanischen Anden beobachtet wird, die sogenannte Bergkrankheit. In Hochasien ist dieselbe als „Bitsch ki Hana", in den Anden als „Mal di Puna"[1]) (Punakrankheit), Soróche, Chuño, Mareo bekannt. Nach Pöppig und Reck bleibt die Verminderung des Luftdruckes auf den Plateaus der südamerikanischen Anden nicht nur bei dem Ankömmling, sondern auch bei den Einheimischen nicht ohne gewisse unangenehme Wirkungen auf den Organismus, welche in Athemnoth, Kopfschmerz, Appetitlosigkeit, Abspannung, Apathie und Mattigkeit bestehen. Doch tritt die Krankheit je nach der individuellen Disposition und den äußeren Bedingungen in sehr verschiedenen Höhen auf und kann durch allmähliche Gewöhnung auch ganz vermieden werden; sie ist auch zumeist nur von kurzer Dauer. Drew sagt, dass die Seehöhe, wo in Kaschmir die Bergkrankheit beginnt, von der Constitution abhängt. Für die Bewohner der Seehöhe von 1800 *m* beginnt sie in etwa 3000 *m*. A. Stähelin, ein Schweizer, der im Jahre 1880 Quito besuchte, schreibt, dass ihm daselbst anfänglich die geringste Steigung Herzklopfen und Athemnoth verursachte, dass aber nach einigen Tagen diese Beschwerden verschwanden und er imstande war, ohne irgend welches Unbehagen die steilen Straßen der Stadt zu erklimmen.

Sehr eindrücklich schildert auf Grund eigener Beobachtung Fr. Engel die Erscheinungen der Bergkrankheit auf den Hochflächen des tropischen Amerika. Das erhöhte Wohlgefühl, das sich beim Austritt aus der Tierra caliente in die Tierra templada bemerkbar macht, weicht mit wachsender Erhebung zu den kalten Regionen (der Tierra fria)[2]) hinan allmählich wieder einem herabgestimmten Allgemeingefühle. Unbehagen, Schwere, Mattigkeit lähmen die Willenskraft; die frische Schnell- und Spannkraft ermattet, eine Trübung der Gedanken, eine gewisse Betäubung der inneren und äußeren Sinne tritt ein. Infolge des verringerten Luftdruckes drängt das Blut aus den Centralorganen in die Gefäße der Peripherie, leert jene und überfüllt diese; der Kopf schmerzt, es saust vor den Ohren, dunkelt häufig vor den Augen. Das Bedürfnis nach Ruhe macht sich gebieterisch geltend; trotz der umgebenden Kälte regt sich infolge der Trockenheit der Luft ein quälender Durst; das erschwerte Athemholen verursacht innere Beängstigungen; die tiefsten Athemzüge stellen das Bedürfnis nach Einathmung nicht ab; ebensowenig erfrischt und belebt der Genuss der Ruhe, noch der Trank aus dem kühlen Quell. Sogar der Gebrauch der Stimme entkräftet und kann Blutsturz veranlassen; der Schall erstirbt, nur ein dumpfer Klang wird laut, wenn man gewaltsam mit einem Stein gegen den anderen schlägt. Und schwindet unter der Betäubung des Halbschlummers das klare Bewusstsein, so nehmen es wirre Träume ein. Mit dieser Schilderung stimmt überein, was Pöppig und Reck über den Einfluss des verminderten Luftdruckes auf den Organismus in den hochgelegenen Bergstädten der peruanischen und bolivischen Anden mittheilen. In Cerro de Pasco (4300 *m*) wird jeder An-

---

[1]) Puna heißt die höchste Region der zwischen den Andenketten bereits über der Baumgrenze gelegenen Hochebene in Südamerika.

[2]) Tierra caliente (heiße Region), Tierra templada (gemäßigte Region) und Tierra fria (kalte Region) heißen die drei klimatisch verschiedenen Höhenstufen im tropischen Amerika.

kömmling sofort von der Bergkrankheit ergriffen. Er hat das Gefühl des Erstickens, Schlaflosigkeit tritt ein, mit Mühe zieht er sich an den Häusern empor, wenn die Straße etwas abhängig ist, und sucht an Thüren und Ecken Anhaltspunkte. Die Nachtstunden sind die Zeit wahren Marterthumes, Anwandlungen von Ohnmacht treten zuweilen ein. Nach sechs bis sieben Tagen erholt sich jeder, der eine gesunde Brust hat, allein die Nachwehen vergehen erst nach Wochen. Besonders gesteigert wird die Bergkrankheit durch Wind, was auch die Brüder Schlagintweit bestätigen. Unter dem Einfluss des Windes springt die Haut auf, Blut tritt aus Lippen und Nase, nachts schwellen Gesicht und Hände. Bei öfterem Wiederkehren lässt der Chuño an den Fingern schwarze Furchen zurück, an denen man den Bewohner der höchsten Andengegenden ebensoleicht wieder erkennt wie den Indier der Waldregion an seiner durch Moskitostiche schwarz punktierten Haut.

Bemerkenswert ist der Einfluss verminderten Luftdruckes auf das Temperament und den Habitus der Menschen. Vor allem scheint es die große Ruhe und das stille Wesen zu sein, welche die Bewohner hochgelegener Regionen charakterisieren. Wenigstens fielen diese Eigenschaften Jourdanet bei den Bewohnern des Plateaus von Anahuac in Mexico (2200 *m*), R. Falb bei den Indianern am Titicacasee (3824 *m*), G. Kreitner bei den Tibetern (circa 4000 *m*) auf. Was den äußeren Habitus betrifft, so haben nach P. Kolberg die Hochlandsindianer in Ecuador Schultern und Brust auf das allerkräftigste entwickelt, „eine natürliche Folge bei einem Menschenstamm, der vielleicht schon Tausende von Jahren gezwungen war, die dünne Luft eines 2000 bis 4000 *m* hoch über dem Meeresspiegel gelegenen Landes zu athmen und dabei schwer belastet angestrengte Märsche im Gebirge zurückzulegen". Dagegen sind ihre Beine auffallend kurz und schwächlich. Von Krankheiten werden sie wenig geplagt. Auch Désiré Charnay bemerkt, dass die Indianer, welche Schwefel aus dem Gipfelkrater des Popocatepetl holen, also in Höhen zwischen 4000 und 5000 *m* leben, gesund und stark aussehen, obgleich sie schon 27 bis 32 Jahre dieser Thätigkeit oblagen. Dagegen fand Jourdanet die Bevölkerung auf dem Plateau von Anahuac keineswegs so kräftig und lebendig, wie er es nach der Abnahme der Temperatur gegenüber den mexikanischen Niederungen erwartet hätte. Die Bewohner dieser Hochebene haben ein ruhiges, gelassenes, nachdenkliches Temperament, einen gelben oder bleichen Teint, die Muskeln sind schlaff, die Reaction gegen Krankheiten ist gering. Alle physiologischen Anzeichen deuteten auf einen anämischen Zustand. Nach Jourdanets Ansicht sollen diese Symptome von einer Verminderung des Sauerstoffes im Blut, nicht aber von einer Abnahme der rothen Blutkügelchen herrühren; er nennt diesen Zustand Anoxyhämie. Außer Jourdanet hat auch Paul Bert hierüber genaue Versuche angestellt.

Bouchut fasst die Ergebnisse dieser Versuche folgendermaßen zusammen: 1. Höhen mit einem Drucke von 700 bis 750 *mm* erweisen sich den Menschen und höher organisierten Thieren günstig, weil die Kohlensäure leicht aus dem Blute ausgeschieden wird; 2. längerer Aufenthalt auf einer Höhe mit einem Drucke von 600 bis 650 *mm* wirkt im umgekehrten Sinne; 3. bei allzugeringem Drucke nimmt die Absorptionsfähigkeit für Sauerstoff dermaßen ab, dass eine Anämie mit den Symptomen des Schwindels, der Ohnmacht und des Nasenblutens eintritt. Die Ursache der physischen Schwäche der Bewohner großer Höhen wäre daher zu suchen in einer ungenügenden Oxydation des Blutes innerhalb einer verdünnten Luft. Lartet erklärt dieses Krankheitsbild durch den mit dem abnehmenden Luftdrucke sich beschleunigenden Blutumlauf; zudem vermindert die Muskelanstrengung bei Bergsteigern die Körperwärme gar beträchtlich, bei einer Mont-

blancbesteigung bis zu 6° C. Mit Kohlensäure dagegen bleibt das Blut reich beladen und dadurch wird besonders die krankhafte Schläfrigkeit hervorgerufen. Da unterhalb 2000 *m* die erwähnten Symptome nicht merkbar sind, glaubt Jourdanet die Klimate der Gebirgsländer geradezu unterscheiden zu können in „climats de montagne" unterhalb 2000 *m* und „climats d'altitude" oberhalb dieses Niveaus.

In der That fühlt man sich auf mittleren Gebirgshöhen sehr leicht und athmet mit Wonne die dünnere Luft. Ja, es werden die Höhen des Gebirgsklimas mit Erfolg zu Heilzwecken aufgesucht, namentlich bei Erkrankungen der Lunge. Nach A. Stähelin kommen in Quito die Krankheiten der Küstenregion, gelbes Fieber, Cholera, Dysenterie und Lungensucht, nicht mehr vor und Schwindsüchtige kommen häufig nach Quito, um daselbst Heilung zu suchen.

Fünftes Capitel.

Die Bewegung der Luft und des Meeres.

Die Winde, ihre Richtung, Geschwindigkeit und Stärke. — Windfahnen und Anemometer. — Entstehung und Ursachen des Windes. — Ältere und neue Windtheorie. — Cyclonen und Anticyclonen. — Calmen. — Passate und Antipassate. — Monsune. — Land- und Seewinde. — Gebirgswinde. — Tägliche und jährliche Periode der Winde. — Vertheilung der Winde auf der Erde. — Die Wellenbewegung des Wassers. — Meeresströmungen. — Geologische Bedeutung der Winde. — Nutzen der Winde; ihre hygieinische Bedeutung. — Namen der Winde.

Die Verschiedenheit des Luftdruckes stört das Gleichgewicht in der Atmosphäre und ruft Bewegungen hervor, welche hauptsächlich in horizontaler Richtung vor sich gehen und die man Winde nennt. Es gibt wohl auch auf- und absteigende Strömungen in der Atmosphäre, die aber theils langsamer als die horizontale Bewegung, theils schwieriger zu beobachten sind und daher unter der Bezeichnung „Wind" nicht mitinbegriffen werden. Da, wie wir gesehen haben, der Luftdruck stets sehr verschieden über der Erdoberfläche vertheilt ist, muss auch das Luftmeer sich beständig in einer größeren oder geringeren Bewegung befinden.

Vollkommene Ruhe der Luft herrscht nur sehr selten und bloß in eng begrenztem Gebiete. Nur selten steigt der Rauch eines Schornsteins ganz gerade in die Höhe, nur selten können wir beobachten, dass die Blätter der wegen ihrer Unruhe bekannten Zitterpappel nicht mehr schwanken. Auch die Oberfläche des Meeres ist infolge der Luftbewegung in fortwährendem Wellenschlage und nur selten erscheint jene so ruhig, dass man von einem wirklichen Meeresspiegel sprechen kann. Doch gibt es Gegenden, in denen eine vollkommene Ruhe der Luft nicht zu selten auftritt. In den Tropen ist in einiger Entfernung von der Küste die Seeluft zuweilen so still, dass ein freies Licht ohne alles Flackern brennt. Das von den höchsten Gebirgen rings eingeschlossene Hochthal Kaschmir genießt einer fast beständigen Ruhe der Luft, da die Witterungsveränderungen in den Nachbargebieten in dasselbe keinen Eingang finden. Der Reisende C. v. Hügel kann seinem Erstaunen kaum Worte leihen über die dortigen schmalen, schlotterigen Häuser, die nur zur Probe gebaut zu sein scheinen, ob denn hier niemals auch nur der leiseste Wind sich regen werde, und die dennoch fest und sicher stehen.

Beim Winde hat man vor allem seine Richtung und seine Geschwindigkeit oder Stärke zu beachten. Die Richtung des Windes wird allgemein nach der Weltgegend bezeichnet, aus welcher er weht. Bekannt ist die scheiben- oder sternförmige Zeichnung der Windrose, welche in Verbindung mit der Magnetnadel als Compass oder Bussole Anwendung findet und die Haupt- und Nebenweltgegenden (von den Seefahrern „Striche" genannt) angibt. Für gewöhnliche Zwecke, insbesondere für Beobachtungen im Binnenlande, reichen acht Hauptstriche des Compasses vollkommen aus: Nord, Nordost, Ost, Südost, Süd, Südwest, West und Nordwest, welche gewöhnlich mit den Anfangsbuchstaben N, NO, O, SO, S,

SW, W und NW bezeichnet werden.[1]) Lange Zeit hatten die alten Griechen überhaupt nur eine achttheilige Windrose, erst seit Aristoteles war auch eine



Abendländische Windrose.



Chinesische Bussole.

zwölftheilige üblich, wie eine solche noch die Chinesen gebrauchen, während bei den Römern die acht- und die zwölftheilige gleichberechtigt nebeneinander bestanden.

[1]) Da in den romanischen Sprachen O für West gilt (z. B. franz. Ouest), gebraucht man in internationalen Publicationen für Ost die Abkürzung E (vom Englischen East = Ost).

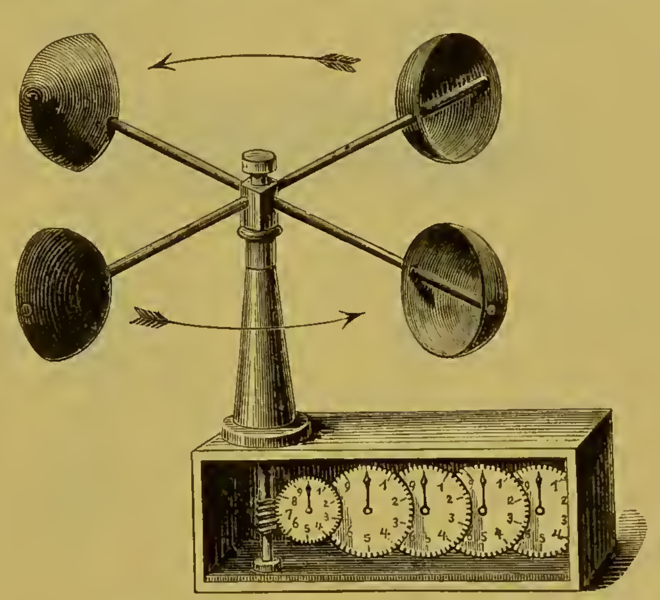


Der Thurm der Winde in Athen.

(Nach einer Photographie.)

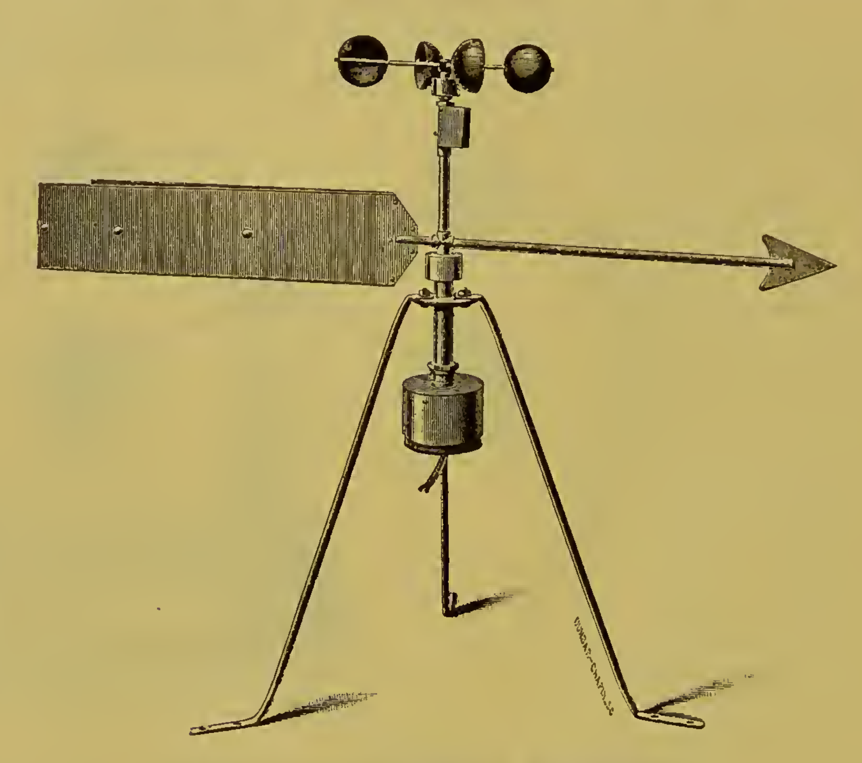


Zur genaueren Angabe der Windrichtung bedient man sich der weiteren Eintheilung der Windrose durch die acht Zwischenstriche: Nordnordost, Ostnordost, Ostsüdost, Südsüdost, Südsüdwest, Westsüdwest, Westnordwest, Nordnordwest (NNO, ONO, OSO, SSO, SSW, WSW, WNW, NNW). Diese 16 Richtungen genügen stets allen praktischen und wissenschaftlichen Anforderungen, umsomehr, als der Wind ohnehin fast niemals seine Richtung so unverändert beibehält, dass nicht kleine örtliche Schwankungen eintreten. Zwischen je zwei Windstrichen liegt ein Winkel von 22·5° und es kann daher der größte Fehler, welcher bei der Benutzung von 16 Windstrichen entsteht, nicht mehr als 11·25° betragen. Zu Lande bezeichnet man die Windrichtung nach der wahren Richtung der Weltgegend, so dass z. B. ein Nordwind vom geographischen oder astronomischen Norden herkommt. Zur See dagegen rechnet man die Windrichtungen nach den Weltgegenden, die der Compass anzeigt, obwohl bekanntlich das Nordende der Magnetnadel im allgemeinen nicht nach dem wahren Norden weist. Solche „misweisende" Windrichtungen werden in rechtweisende verwandelt, indem man die Misweisung der Magnetnadel (deren Declination oder Abweichung vom Meridian nach Ost oder West) zur beobachteten Windrichtung addiert oder von ihr subtrahiert.


Robinsons Schalenanemometer.

Zur Beobachtung der Windrichtung dient meist die **Windfahne**, die schon im späteren Alterthum bekannt war. Die älteste Vorrichtung zur Beobachtung der Windrichtung, von der wir Kunde haben, ist der noch erhaltene „Thurm der Winde" in Athen, welchen **Andronicus Cyrrhestes**, ein aus Syrien stammender Baumeister, etwa um das Jahr 100 v. Chr. gebaut hat. Auf einem nach den Himmelsrichtungen orientierten Octogon erhob sich ein kleines Dach, auf dessen centraler Spitze die eigentliche Windfahne in der Form eines Tritons oder Meergottes sich drehte. Die Windfahne muss möglichst hoch und frei angebracht und sehr leicht drehbar sein; ferner muss ihr Schwerpunkt in die Drehungsachse fallen und diese genau senkrecht stehen, da sonst bei schwachem Winde die Fahne nach derjenigen Himmelsgegend zeigt oder vielmehr herabhängt, nach welcher die Achse geneigt ist. Auf der Stange, welche die Windfahne trägt, bringt man oft ein rechtwinkeliges Kreuz an, dessen Arme die vier Haupthimmelsgegenden anzeigen; doch ist zu beachten, dass man sich in diesem Falle leicht über die wahre Richtung der Windfahne täuschen kann, sobald man aus größerer Entfernung dieselbe zu beobachten gezwungen ist. Daher richtet man die Windfahne am besten so ein, dass von ihr eine leichte Stange bis ins Beobachtungszimmer führt und hier einen Zeiger bewegt, der über einer Windrose spielt. Man kann dann sehr genau und bequem die Windrichtung ablesen und ist auch nicht vom Tageslicht abhängig. Eine vorzügliche Controle der Windfahne bietet die Bewegung des Rauches, die auch beim schwächsten Winde wahrzunehmen ist.

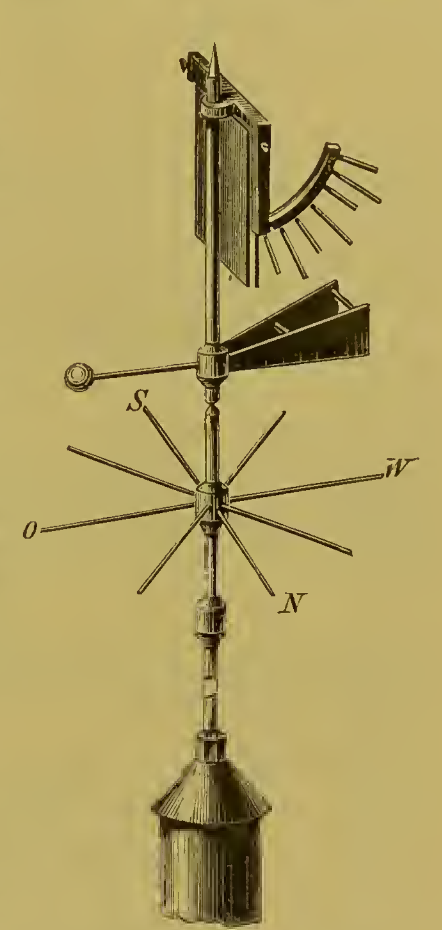
Die Windrichtung in den oberen Luftregionen, welche nicht selten von derjenigen in den unteren Regionen sehr verschieden, ja ihr gerade entgegengesetzt ist, läſst sich häufig aus dem Zuge der Wolken ableiten. Unter allen Instrumenten, die man zur Bestimmung der Richtung des Wolkenzuges ersonnen hat, ist der einfache Wolkenspiegel am praktischesten. Derselbe besteht aus einem etwa 30 *cm* langen und 20 *cm* breiten Glasspiegel mit geschwärzter Spiegelseite, auf welcher ein Netz rechtwinkelig sich schneidender Linien in Abständen von 2 *cm* eingerissen ist. Bei der Beobachtung legt man die Tafel wagrecht oder nach Bedürfnis etwas geneigt, so daſs die Linien theils die Richtung Nordsüd, theils Ostwest angeben. Die Wolken sieht man dann in gedämpftem Lichte sehr deutlich über die Linien hinwegziehen und kann nun ihre Richtung recht sicher bestimmen.



Anemometer mit elektrischem Registrierapparat.

Einen Maßstab für die Größe der Luftbewegung geben die Geschwindigkeit der Luft, die Windstärke oder der Winddruck. Zur Messung der ersteren dient das Anemometer oder der Windmesser. Solche Apparate, welche in verschiedener Weise construiert werden, bestehen aus einem oberen aufnehmenden und einem unteren registrierenden Theile. Vielfach in Anwendung ist Robinsons Schalenanemometer. Dasselbe besteht aus einem rechtwinkeligen, gleicharmigen Kreuze, welches an seinen Enden vier leichte hohle Halbkugeln aus Metall trägt, die ihre Wölbung in Hinsicht auf die einzelnen Arme des Kreuzes nach einer Seite, und zwar nach derjenigen wenden, nach welcher sich das Kreuz bewegt. Mit dem Kreuze dreht sich die senkrechte Achse, an welcher jenes angebracht ist. Woher auch der Wind wehen mag, so wird er doch immer auf zwei Halbkugeln treffen, von denen ihm die eine ihre hohle, die andere ihre gewölbte Fläche zukehrt. Da nun aber der Wind auf die hohle Seite stärker wirkt als auf die gewölbte,

an welcher er gleichsam abgleitet, so rotiert das Kreuz in der Weise, dass die gewölbte Seite der Halbkugeln vorangeht. Bei jeder Vierteldrehung des Kreuzes bietet das ganze System dem Winde dieselben Verhältnisse dar; deshalb muss es immer in gleichem Sinne sich fortbewegen, von welcher Himmelsgegend auch der Wind kommen mag. Die wahre Geschwindigkeit des Windes ist nun allerdings mit der Umdrehungsgeschwindigkeit des Schalenkreuzes nicht identisch, wohl aber ist das Verhältnis beider Geschwindigkeiten ein ziemlich constantes, welches man durch Versuche ermittelt hat, so dass man aus der Zahl der Drehungen des Schalenkreuzes die Windgeschwindigkeit berechnen kann. Um aber die Zahl dieser Umdrehungen zu bestimmen, ist das untere Ende der senkrechten Achse mit einer endlosen Schraube versehen, deren Gänge in die Zähne eines Rades eingreifen, so dass bei jeder vollen Umdrehung der Achse das Rad um einen Zahn vorwärts rückt. Hat das Rad z. B. 50 Zähne, so wird eine Umdrehung des Rades 50 Umdrehungen der Achse anzeigen. Durch ein kleineres Zahnrad, welches mit der Achse des Rades verbunden ist und zehn Zähne hat, wird die Bewegung auf ein größeres Rad mit 100 Zähnen übertragen, welches letztere sich natürlich zehnmal so langsam dreht, also auch erst eine Umdrehung vollzieht, während das erste zehn derselben macht. Durch Beifügung weiterer Räder kann man in dieser Weise leicht eine große Anzahl Umdrehungen des Kreuzes zählen, da ein vor jedem Rade senkrecht stehender fester Zeiger uns jederzeit über die Anzahl der (numerierten) Zähne belehrt, welche ihn bereits passiert haben. Hieraus aber ergibt sich, wie oft sich das erste Rad und auch das Schalenkreuz gedreht hat und wie weit der Wind innerhalb der Beobachtungszeit gelangt ist.



Windfahne mit Wilds Windstärketafel.

Bei dem Anemographen von Afsmann ist das Schalenkreuz so eingerichtet, dass 100 seiner Umdrehungen einer Windgeschwindigkeit von 1 *km* gleichgesetzt werden können; die Registrierung geschieht mittels Abdruckes auf einen Papierstreifen, den ein Uhrwerk gleichmäßig fortbewegt. Noch exacter fungiert der Barograph von Sprung und Fueß, bei dem die Bewegung des Windes auf den Registrierapparat im Verhältnis 1 : 10.000 übertragen wird. Neuestens wurde in Amerika auch ein Anemometer mit elektrischem Registrierapparat construiert, wie ihn unsere Abbildung zeigt.

Viel einfacher und wohlfeiler als die bisher beschriebenen, meist kostspieligen Apparate zur Messung der Windgeschwindigkeit ist Wilds Windstärketafel, welche an jeder Windfahne anzubringen ist und sehr gute Dienste leistet, namentlich auch den Vortheil hat, dass die einzelnen Windstöße beobachtet werden können. Eine viereckige leichte Metallplatte dreht sich am oberen Ende um eine horizontale Achse. Bei Windstille hängt die Platte vertical herunter; bei wehendem Winde dagegen wird sie gehoben und bewegt sich einen Gradbogen entlang, an dem sieben

Stifte in solchen Abständen voneinander befestigt sind, dass der Beobachter aus der Stellung der Tafel gegen diese Stifte direct die augenblickliche Geschwindigkeit des Windes in Metern pro Secunde angenähert ablesen kann. Wenn die Blechtafel 30 *cm* lang, 15 *cm* breit und 250 *g* schwer ist, so wird sie nach erfahrungsgemäßen Ermittelungen bei den verschiedenen Winden um folgende Winkel gehoben:

Windgeschwindigkeit in Metern pro Secunde	Hebungswinkel der Tafel	Windgeschwindigkeit in Metern pro Secunde	Hebungswinkel der Tafel
1	2·0°	7	52·6°
2	7·0°	8	62·0°
3	14·0°	9	66·3°
4	22·8°	10	69·9°
5	32·7°	12	74·2°
6	42·3°	14	77·0°

Um den Winddruck zu messen, bedient man sich einer Metallplatte, welche durch eine Windfahne der Richtung des Windes stets gerade entgegengehalten wird. Der Widerstand der Platte wird durch mehrere Federn oder durch eine Anzahl von Hebeln überwunden und gemessen. Aus der Größe, um welche die Federn zusammengedrückt werden, läst sich der Druck des Windes berechnen, welcher gewöhnlich in Kilogramm pro Quadratmeter ausgedrückt wird.

Auch ohne Instrumente ist man imstande, die Windstärke zu beobachten, nämlich durch Schätzung. Diese Methode, die älteste und noch jetzt überall angewandt, ist freilich nicht so correct wie die oben angegebenen Arten, da sie von der individuellen Auffassung des Beobachters abhängt, liefert aber bei einiger Übung ganz gute Resultate. Man schätzt die Windstärke nach gewissen, fast überall in der Natur zu beobachtenden Vorgängen, insbesondere nach den Bewegungen, welche die verschiedenen Theile des Baumes zeigen. Die folgende Windscala zu Beobachtungen auf dem festen Lande ist von Scott aufgestellt worden.

Landscala von Scott.

Stufe	Geschwindigkeit in Metern pro Secunde	Wirkungen des Windes
0	1	Still. Der Rauch steigt senkrecht auf.
1	3	Die Blätter der Bäume werden bewegt.
2	5	Leichte schwache Zweige der Bäume werden bewegt.
3	8	Stärkere Baumzweige werden bewegt.
4	11	Der Wind bewegt stärkere Äste.
5	15	
6	19	Starker Wind, der die Bäume schüttelt.
7	24	Sehr starker Wind, der stärkere Bäume bewegt und Zweige abbricht.
8	29	Stürmischer Wind, der Äste abbricht und das Gehen im Freien behindert.
9	34	Sturm, Bäume werden entwurzelt und Dächer beschädigt.
10	40	Orkan, entwurzelt die stärksten Bäume, deckt Häuser ab 2c.

In England ist zumeist eine Landscala mit sechs Stufen, in Deutschland noch vielfach die sogenannte Mannheimer Scala mit den fünf Stufen: 0 = Windstille, 1 = mäßig, 2 = stark, 3 = sehr stark, 4 = Sturm in Gebrauch. Für den Seemann ist obige Scala von Scott natürlich unverwendbar; dagegen bieten ihm die Geschwindigkeit und die Segelführung eines Schiffes Mittel genug, die

Windstärke in ähnlicher Weise zu bestimmen. Eine solche Seescala hat im Jahre 1805 Admiral Beaufort aufgestellt, welche für Seebeobachtungen zumeist Anwendung findet.

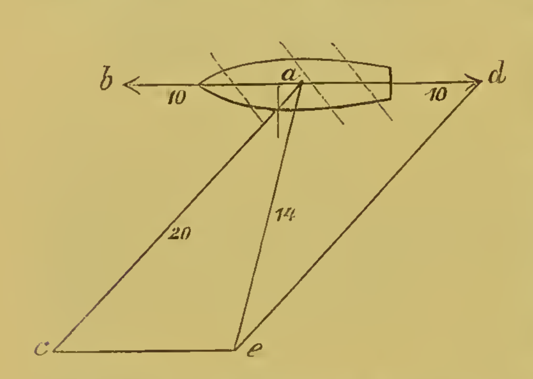
Seescala von Beaufort.

Stufe	Beauforts Scala	Windgeschwindigkeit in Metern pro Secunde		Geschwindigkeit und Segelführung eines Schiffes, dicht beim Winde
		nach Scott	nach Köppen	
0	Windstille	1·5	—	Keine Fahrt.
1	Leiser Zug	3·5	2·1	Das Schiff steuert.
2	Leichter Wind	6	3·8	1 bis 2 Knoten.
3	Schwacher Wind	8	5·4	2 bis 4 Knoten.
4	Mäßiger Wind	10	7·2	4 bis 6 Knoten.
5	Frischer Wind	12·5	9·0	Oberbrahmsegel.
6	Starker Wind	15	11·6	Einfach gereefte Marssegel und Brahmsegel.
7	Harter steifer Wind	18	15·8	Doppelt gereefte Marssegel.
8	Stürmischer Wind	21·5	—	Dreifach gereefte Marssegel.
9	Sturm	25	—	Dicht gereefte Marssegel.
10	Starker Sturm	29	—	Dicht gereefte Großsegel.
11	Heftiger starker Sturm	33·5	—	Sturmstagsegel.
12	Orkan	40	—	Kein Segel kann geführt werden.

Richtung und Stärke des Windes sind von den örtlichen Verhältnissen in hohem Grade abhängig. Am größten ist die Geschwindigkeit der Winde auf offener See, wo sich ihnen fast keinerlei Hindernisse entgegenstellen. Auf dem Lande wehen sie im allgemeinen über weite Ebenen schneller, aber auch gleichmäßiger und regelmäßiger als im Gebirge, wo die mannigfaltigen Reliefformen ihre freie Entwickelung hemmen. Häufig folgt hier der Wind in den unteren Regionen der Richtung der Thäler, weshalb oft schon an Nachbarorten Richtung und zugleich auch Stärke des Windes keinerlei Übereinstimmung darbieten. Ähnliches kann man in den Straßen und Gassen der Städte beobachten. Prallt ein Wind senkrecht gegen eine geschlossene Gebirgsmauer, so wird er gezwungen, an den Abhängen des Gebirges emporzusteigen, und die an der Leeseite, also gewissermaßen im Windschatten gelegenen Abhänge haben dann Windstille. Nur am Rande dieser geschützten Zone entfalten sich schwächere rücklaufende Strömungen, die sich recht passend vergleichen lassen mit der Rückströmung an der hinteren Seite eines Strompfeilers. Je weiter man sich von der Erdoberfläche entfernt, desto freier und unbehinderter wird die Bewegung der Luft, und desto größer die Kraft des Windes. Auf hohen Bergesgipfeln kann man sehr häufig heftige Winde beobachten, obwohl es gleichzeitig im Thale ganz ruhig ist. Wie oft sehen wir die Wolken mit größerer oder geringerer Geschwindigkeit über unserem Haupte dahinziehen, während wir an der Erdoberfläche keinen Wind spüren. Die Reisen der Luftschiffer werden gewöhnlich mit einer Geschwindigkeit zurückgelegt, welche der Stärke eines Sturmes entspricht, während an der Erdoberfläche zumeist ein viel schwächerer Wind herrscht. C. Flammarion machte mit dem Luftballon im Juli 1867 die Fahrt von Paris nach Solingen, eine Entfernung von 550 *km*, in $2\frac{1}{2}$ Stunden, legte somit in der Secunde 62 *m* zurück. Trotz dieser großen Geschwindigkeit, mit welcher der Luftschiffer forttreibt, kann er doch die Richtung des Windes nur dadurch bestimmen, dass er die scheinbare Bewegung der Gegenstände auf der Erdoberfläche beobachtet, da sein Ballon vollständig die Bewegung der Luft theilt; im Dunkel der Nacht

ist es unmöglich anzugeben, in welcher Richtung der Ballon treibt oder der Wind weht.

Ganz andere Wahrnehmungen als der Luftschiffer macht der Seefahrer. Am Bord eines segelnden Schiffes beobachtet man häufig eine andere Richtung und einen anderen Stärkegrad des Windes, als demselben in Wirklichkeit zukommt. H. Mohn legt dies an einem Beispiele folgendermaßen dar: Segelt ein Schiff etwa mit einer Geschwindigkeit von 10 Seemeilen in der Stunde in der Richtung a b (man vergleiche die beigefügte Figur), während der Wind mit einer Geschwindigkeit von 20 Seemeilen in der Richtung a c weht, welche nun vier Strich oder 45° von der Curve des Schiffes abweicht, so wirkt die Geschwindigkeit des Schiffes in diesem Falle wie ein Gegenwind in der Richtung a d, und der an Bord gefühlte Wind hat die Richtung a e. Stellen die Linien a c und a d nun aber auch die Geschwindigkeiten des wirklich wehenden Windes und des Schiffes vor, so ist a e die Resultante dieser beiden, und da a b oder a d 10 Seemeilen und a c 20 Seemeilen betrug, so findet man a e gleich 14 Seemeilen. An Bord des Schiffes empfindet man also einen Wind, der eine Geschwindigkeit von 14 Seemeilen, d. h. die Windstärke 3 der Seescala besitzt, während der wirklich wehende Wind eine Geschwindigkeit von 20 Seemeilen oder die Windstärke 4 derselben Scala hat. Ebenso weicht der scheinbare Wind 5 bis 6 Strich von der Richtung des Schiffes ab, während in Wirklichkeit eine Abweichung von nur 4 Strich stattfindet. Indem also das Schiff vom Winde getrieben wird, scheint dieser schwächer zu wehen und mehr von vorn zu kommen. Bewegt das Schiff sich in der Richtung des Windes, so bleibt diese für die Wahrnehmung unverändert, die beobachtete Geschwindigkeit ist aber gleich dem Unterschiede zwischen den Geschwindigkeiten des Windes und des Schiffes.



Richtung und Stärke des Windes an Bord eines Segelschiffes.

Wir haben bisher die Mittel und Wege kennen gelernt, welche dazu dienen, um Richtung, Geschwindigkeit und Stärke der Winde zu bestimmen. Nunmehr wollen wir aber die Entstehung der Luftströmungen, ihren Charakter und ihre Verbreitung zum Gegenstand der Betrachtung machen. Als die unmittelbarste Ursache aller Störungen im Gleichgewicht der Atmosphäre sind die durch das Barometer angezeigten Unterschiede des Luftdruckes bereits bezeichnet worden. Diese letzteren selbst rühren wieder davon her, dass irgendwie das Wärmegleichgewicht der Luft gestört worden war. „Ohne Temperaturunterschiede würde in der ganzen Atmosphäre ewige Ruhe herrschen."

Die Entstehung einer Luftströmung möge zunächst an einem Beispiele im kleinen gezeigt werden. Man öffne etwa im Winter die Corridorthüre eines geheizten Zimmers ein wenig und bringe eine brennende Kerze dem Spalte nahe. Hält man die Kerze an das obere Ende des Spaltes, so wird die Flamme nach außen, d. i. nach dem kälteren Corridor hin umgebogen. Indem man die Kerze weiter nach unten rückt, verliert die Flamme ihre seitliche Neigung mehr und mehr; in der Mitte des Spaltes stellt sie sich senkrecht; endlich strebt sie mit ihrer Spitze nach dem Zimmer hin, und zwar umsomehr, je mehr man sich dem unteren Ende des Spaltes nähert. Diese auffällige Veränderung der Flammenrichtung ist offenbar

die Folge einer Luftcirculation, welch letztere durch die verschieden temperierte Luft im Zimmer und auf dem Corridor hervorgerufen wird. Im Zimmer befindet sich warme, also relativ leichte, auf dem Corridor kalte, somit relativ schwere Luft. Wird nun die Zimmerthür geöffnet, so dringen die beiden ungleich schweren Luftmengen gegenseitig ineinander ein, da kältere und somit dichtere Luft neben wärmerer und deshalb weniger dichter Luft nicht in gleichem Niveau ruhen kann. Dabei strömt die kältere Luft des Corridors als die schwerere unmittelbar über der Thürschwelle in das Zimmer ein, während die warme Zimmerluft als die leichtere oben nach dem Corridor hinauszieht. In der Mitte des Spaltes neutralisieren sich beide Luftströmungen, wie uns die daselbst senkrecht aufstrebende Flamme erkennen läßt.

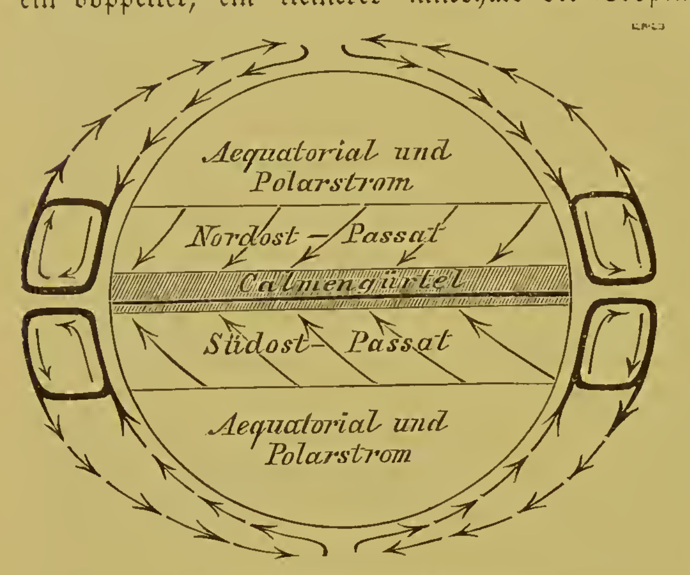
Was wir hier im kleinen Verhältnisse gesehen haben, vollzieht sich ähnlich in der Natur in großem Maßstabe. Überall werden durch Wärme- und Schwereunterschiede der Luft Strömungen derselben veranlasst. Doch sind es die Temperaturunterschiede nicht allein, welche einen verschiedenen Luftdruck erzeugen, sondern auch der verschiedene Dampfgehalt der Luft. Der Wasserdampf wirkt direct auf den Luftdruck, indem er leichter ist als eine gleiche Quantität Luft, und indirect, indem in feuchter Atmosphäre die Wärme langsamer mit der Höhe abnimmt als in trockener und dadurch die Mitteltemperatur der ganzen Luftmasse erhöht wird. Wenn also zwei benachbarte Luftsäulen ungleich erwärmt werden, dehnt sich die warme Luftsäule aus und es erhöht sich dadurch ihre Oberfläche über die der kälteren Luftsäule. Sofort beginnt die Luft von der höheren Säule zur niederen zu fließen, um die Oberfläche beider wieder in das gleiche Niveau zu bringen. Durch diese Strömung verliert die wärmere Säule Luft, während in der kälteren Säule mehr Luft angehäuft wird. Die unmittelbare Folge davon ist ein Sinken des Luftdruckes an der Basis der warmen, ein Steigen desselben an der Basis der kalten Säule, wodurch wieder eine untere Strömung erzeugt wird, welche den Überschuss an Luft in der kälteren Säule zur wärmeren zurückführt. Diese Betrachtung hat nicht bloß gezeigt, dass die ungleiche Wärmevertheilung die letzte Ursache der Luftbewegung ist, sondern auch dass jedem Winde an der Erdoberfläche ein entgegengesetzter in den oberen Schichten der Atmosphäre entspricht, welcher die Luftcirculation einleitet.

Damit ist freilich das so complicierte System der Luftströmungen auf der Erde noch nicht vollständig erklärt. Die Gesetze, denen die Luft bei ihrer Bewegung folgt, wurden, so einfach sie sind, erst in neuester Zeit klar und nach ihrer ganzen Tragweite erkannt. Bis vor kurzem herrschte die von H. Dove 1837 aufgestellte Windtheorie. Derselbe hat zuerst in das chaotische Wirrwarr der Windbeobachtungen Ordnung und Gesetz gebracht und die verschiedenen Bewegungserscheinungen des Luftmeeres durch eine geistreiche Hypothese in Beziehung zu einander gesetzt. Wenn diese Theorie heute von einer anderen verdrängt ist, so hat sie doch nicht bloß in der Geschichte der Meteorologie eine große Bedeutung, sondern es steckt immerhin auch ein Kern von Wahrheit in ihr, für die nur eine andere Formel gefunden werden muss, als ihr seinerzeit Dove gab. Da aber diese Windtheorie lange eine ausschließliche Herrschaft ausübte, erscheint es nothwendig, sich zunächst mit den Hauptlehren derselben bekannt zu machen, bevor man an die Betrachtung der neuen Theorie herantritt.

In äquatorialer Breite umspannt den Erdball rings ein Gürtel, wo unter den scheitelrechten Strahlen der Tropensonne die Erwärmung der Erdoberfläche am allergrößten ist. Über dieser Region steigt die erhitzte und dadurch leichter gewordene Luft in die Höhe. Der aufsteigende warme Luftstrom kann jedoch nur dann fortdauern, wenn die aufgestiegene Luft von unten fortwährend ersetzt wird. Diesen Ersatz schafft die kühlere Luft, welche nördlich und südlich von der Region

des Aufsteigens die Erdoberfläche bedeckt; dieselbe strömt von Norden und Süden her in den luftverdünnten Raum, den die aufsteigende Luft unausgesetzt herzustellen bestrebt ist. In einer gewissen Höhe wird die aufstrebende Geschwindigkeit der warmen Luft erschöpft sein, und da sie den nachdrängenden warmen Luftmassen entgegen nicht zurückkehren kann, muss sie nothwendig in den oberen Schichten der Atmosphäre nach den Polen der Erde hin abfließen. Ein senkrecht aufsteigender Luftstrom wird nicht wie ein horizontal fortschreitender als Wind empfunden, sondern äußert sich als Windstille; so geht rings um die Erde in der Nähe des Äquators ein Gürtel der Windstillen, die Calmenzone.

Durch diese Vorgänge ist in unserer Atmosphäre ein immerwährender Kreislauf der Luft hergestellt. Von der Calmenregion aus wird die warme feuchte Luft der Äquatorialgegenden hoch über der Erdoberfläche nach den Polen hin getrieben, während die kältere und dampfärmere Luft der gemäßigten und kalten Breiten an der Oberfläche selbst gegen die Calmenzone hin strömt. Aber dieser Kreislauf ist ein doppelter, ein kleinerer innerhalb der Tropenzone, und ein großer, der die ganze Erde umfasst. Der warme Luftstrom hält nämlich seine hochschwebende Bahn nicht lange ein; schon in der Nähe der Wendekreise zweigt sich von ihm ein vertical abwärts steigender Luftstrom ab, der seine Luftmassen in den unteren kalten Strom ergießt und mit ihm wieder zum Äquator zurücksendet. Die beiden innerhalb der Tropenzone gegen den Calmengürtel constant wehenden kühlen Winde sind die Passate, welche durch die Achsendrehung der Erde von ihrer ursprünglichen meridionalen Richtung abgelenkt als Nordost- und Südostpassat auftreten; die beiden in der Höhe polwärts abfließenden warmen Winde erscheinen ebenfalls durch die Erdrotation abgelenkt als Südwest- und Nordwest-Antipassat. Der große, die ganze Erde umfassende Kreislauf beginnt ebenfalls mit dem aufsteigenden warmen Luftstrom der Calmenzone, woran sich der Antipassat schließt; dieser aber setzt sich jenseits der Wendekreise fort in den Äquatorialstrom, dessen Luftmassen in den Polarregionen sich umbiegen und als Polarstrom bis zu den Wendekreisen, und von da als Passat zum Äquator zurückströmen.



Der atmosphärische Kreislauf.

Die Passate wehen völlig ungestört nur auf dem Meere; in der Nähe großer Continente werden sie abgelenkt. Dies ist namentlich über dem nördlichen Theile des Indischen Oceans der Fall, wo zwar im Winter der Nordostpassat weht, im Sommer aber ein gerade entgegengesetzter Wind. Denn in dieser Jahreszeit wird der Südosten Asiens so bedeutend erwärmt, dass die erhitzte Luft über ihm kräftig emporströmt; die kältere Luft über dem Meere wird dadurch gezwungen, nachzuströmen und statt des Nordostwindes entwickelt sich ein Südwest, der den ganzen Sommer hindurch weht. Diese beiden einander entgegengesetzten Jahreszeitenwinde heißen Mousune.

Die einfache Gesetzmäßigkeit der Tropenwinde steht in auffallendem Contrast zu der Regellosigkeit der Winde in den gemäßigten Breiten. Doch ist auch diese Regellosigkeit nur eine scheinbare. Dove suchte zu zeigen, dass die veränderlichen Winde unserer Gegenden sich ebenfalls in den großen, bereits geschilderten Kreislauf der Atmosphäre einordnen, der in der Äquatorialzone seinen Impuls empfängt. Der Äquatorialstrom senkt sich, nachdem er den Wendekreis überschritten, immer mehr gegen die Oberfläche herab, wo er dem Polarstrom begegnet; die beiden Strömungen, sich oft bekämpfend und gegenseitig verdrängend, fließen sonach in der gemäßigten Zone nicht nur über, sondern auch in veränderlichen Betten nebeneinander hin. Vermöge der Umdrehung der Erde um ihre Achse muss der Äquatorialstrom bei uns als Südwestwind, der Polarstrom als Nordostwind erscheinen. Südwest und Nordost sind daher für Europa die beiden Hauptwinde, von denen bald der eine, bald der andere die Herrschaft erringt; die Zwischenwinde aus den übrigen Himmelsgegenden wehen nur beim Übergang vom einen zum anderen. Auch der Wechsel der verschiedenen Winde vollzieht sich nicht willkürlich, sondern gesetzmäßig, indem die Windrichtungen der nördlichen Halbkugel gewöhnlich in nachstehender Reihe aufeinanderfolgen: Nord, Nordost, Ost, Südost, Süd, Südwest, West, Nordwest; die Drehung erfolgt also im Sinne der Bewegung eines Uhrzeigers. Diese Regel wird das Dove'sche Winddrehungsgesetz genannt. Dove hat dasselbe auf folgende Weise erklärt:

Wird die Luft durch irgend eine Ursache von den Polen nach dem Äquator getrieben, so kommt sie von Orten, deren Rotationsgeschwindigkeit geringer ist, an solche Orte, welche eine größere Rotationsgeschwindigkeit besitzen; ihre Bewegung erhält dadurch eine östliche Richtung, wie wir schon beim Passatwinde gesehen haben. Auf der nördlichen Halbkugel gehen deshalb die Winde, welche als Nordwinde entstehen, bei ihrem allmählichen Fortrücken durch Nordost in Ost über. Ist auf diese Weise ein Ostwind entstanden, so wird dieser, wenn die Ursache fortdauert, welche die Luft nach dem Äquator hintreibt, hemmend auf den Polarstrom wirken, die Luft wird die Rotationsgeschwindigkeit des Ortes annehmen, über welchem sie sich befindet, und wenn nun die Tendenz, nach dem Äquator zu strömen, immer noch fortdauert, so springt der Wind nach Norden zurück, und dieselbe Reihe von Erscheinungen wiederholt sich. Wenn aber, nachdem die Polarströme eine Zeit lang geherrscht haben und die Windrichtung östlich geworden ist, Äquatorialströme eintreten, so wird der Ostwind durch Südost nach Süd umschlagen.

Wenn die Luft von Süden nach Norden fortströmt, so gelangt sie mit der größeren Rotationsgeschwindigkeit derjenigen Parallelkreise, welche dem Äquator näher liegen, an Orte, welche eine geringere Rotationsgeschwindigkeit haben; sie wird also der von Westen nach Osten rotierenden Erdoberfläche mit noch größerer Rotationsgeschwindigkeit gleichsam voraneilen, die südliche Windrichtung wird allmählich südwestlich und dann westlich werden müssen. Bei fortdauernder Tendenz der Luft, nach dem Pole zu strömen, wird der Wind alsbald wieder nach Süd zurückspringen, gerade so, wie der Ost nach Norden zurückspringt; wenn aber die Äquatorialströmung durch eine Polarströmung verdrängt wird, so schlägt der Westwind durch Nordwest nach Norden um.

Auf der südlichen Halbkugel muss der Wind selbstverständlich in entgegengesetzter Richtung umschlagen, nämlich von Nord über West nach Süd.

Wo in den Tropen die Passatwinde wehen, gibt es an der Erdoberfläche selbst gar keine vollständige Drehung; die Richtung des Passats wird nur bei seinem Vordringen immer mehr östlich. In der Region der Monsune findet im

Laufe eines ganzen Jahres nur eine einzige Drehung statt. Man sieht also, dass die Windverhältnisse der Tropen der einfachste Fall des Drehungsgesetzes sind.

Somit theilte Dove die Erdoberfläche in zwei, beziehungsweise drei Windregionen ein:

1. die Tropenzone,

a) Passatregion: nur Polarströme an der Oberfläche, keine vollständige Drehung.

b) Monsungegenden: jährlich einmaliger Wechsel der beiden Luftströme, also nur eine vollständige Drehung.

2. Die gemäßigte (und vielleicht auch die kalte) Zone: Polar- und Äquatorialströme nebeneinander, die eigentliche Region der Winddrehung.

Wenn nun auch in der That das Dove'sche Drehungsgesetz für Mitteleuropa in so vielen Fällen zutrifft, so ist es doch unmöglich, mit dessen Hilfe die bevorstehende Windrichtung und damit das Wetter bestimmt vorauszusagen. Denn erstlich ist die zu einer vollen Umdrehung erforderliche Zeit je nach den Umständen sehr verschieden (die kürzeste von Quetelet in Brüssel beobachtete Dauer betrug einen Tag 16 Stunden, die längste 88 Tage); ferner sind Ausnahmen von der Regel nicht allzu selten, indem vollständige Umdrehungen im entgegengesetzten Sinne vorkommen. Doch hat nicht dieser Umstand die Unhaltbarkeit der Dove'schen Theorie schließlich dargethan; es ergaben sich viel schwerer wiegende Einwendungen. Die Häufigkeit der Windstillen in der gemäßigten Zone, welche mit der angenommenen allgemeinen Lufteirculation im Widerspruche steht, konnte nicht zur Genüge erklärt werden. Ferner musste man zur Einsicht kommen, dass unsere sogenannten Äquatorialwinde nicht dem Calmengürtel entstammen können; denn wenn die Südwest- und Westwinde, welche uns reichliche Niederschläge bringen, aus der Tropenzone kämen, dann müsste in der letzteren der Himmel mit einer dichten Wolkenschicht bedeckt sein, während umgekehrt die Passatgürtel die heitersten Regionen der Erde sind. Die größten Schwierigkeiten aber haben die Wirbelstürme, von denen unten eingehender gehandelt werden soll, der Hypothese Dove's bereitet. Die seiner mechanischen Sturmtheorie entgegengestellte moderne physikalische Sturmtheorie hat auch die gesammte Windtheorie zu Fall gebracht. Während man früher Sturm und Wind als zwei wesentlich verschiedene Dinge ansah, kam man allmählich zur Einsicht, dass dieselben nur graduell von einander verschieden sind und dass, was für das eine Gesetz sei, es auch für das andere sein müsse. So ist man heute dahin gelangt, alle Bewegungsarten der Luft, Wasser- und Landhosen, Tornados und Cyclonen, Passate und Monsune, ungezwungen durch ein und dasselbe Princip zu erklären.

Dieses Grundprincip der modernen Meteorologie ergab sich unmittelbar aus den sogenannten synoptischen Witterungskarten, welche den Zustand der Atmosphäre über einen größeren oder kleineren Theil der Erdoberfläche (z. B. Europa, den nordatlantischen Ocean, die Vereinigten Staaten von Amerika) in einer bestimmten Stunde (meistens 7 Uhr früh nach Ortszeit) darstellen. Auf diesen Karten erscheinen die Orte gleichen Luftdruckes durch Isobaren miteinander verbunden. Der Vergleich der Isobaren mit den Winden ergab nun das Fundamentalgesetz der neueren Meteorologie, welches ziemlich gleichzeitig und voneinander unabhängig der Engländer Galton und der Niederländer Buys-Ballot († 1890) fanden, das aber gewöhnlich nach dem letzteren benannt wird. Dieses Buys-Ballot'sche Gesetz lautet: Die Luft strömt von der Gegend des höheren Luftdrucks nach der des niederen Luftdrucks, wird dabei aber durch die Erdrotation auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen Halbkugel nach links abgelenkt. Um aus der Richtung des gerade wehenden

Windes die ungefähre Gegend hohen Luftdrucks abzunehmen, aus welcher jener weht, kann man nach van Bebbers Regel verfahren: Man kehre dem Winde den Rücken und strecke die Hand rechts seitwärts nach hinten, dann wird die Gegend hohen Luftdrucks in der Verlängerung des Armes liegen.

Die Richtung der Ablenkung der strömenden Luft bedarf noch einer Erörterung. Würde die Erde stille stehen, dann würde die Luft unmittelbar von der Gegend höheren Druckes zu der des niederen Barometerstandes strömen. Da aber die Erde in der Richtung von West nach Ost sich um ihre Achse dreht, wird die bewegte Luft, wie alle auf der Erdoberfläche in horizontaler Richtung sich bewegende Körper, von



Dr. Christophorus H. D. Buys-Ballot.

ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt. Diese Ablenkung erklärt sich durch das sogenannte Gesetz der Trägheit, demzufolge ein jeder bewegter Körper das Bestreben hat, die Richtung und Geschwindigkeit seiner Bewegung so lange zu behalten, als nicht irgend welche Hindernisse ihm in den Weg treten. Bewegt sich z. B. ein Körper auf der rotierenden Erde von Süd nach Nord, so muſs er, in je höhere Breiten er gelangt, von der meridionalen Richtung immer mehr nach rechts abgelenkt erscheinen, weil die Meridiane nordwärts immer mehr convergieren, während er selbst die ursprüngliche Richtung stets beizubehalten sucht. Nun strebt aber jeder Körper auch die ihm bei der Achsendrehung der Erde ertheilte Rotationsgeschwindigkeit beizubehalten. Wegen ihrer Kugelgestalt hat die Erde am Äquator ihren größten

Umfang, mit zunehmender Breite nimmt ihr Umfang stetig ab; es legt also ein Punkt des Äquators und jeder auf demselben befindliche Körper in der Zeit einer Achsendrehung (24 Stunden) einen größeren Weg zurück als irgend ein Punkt in höherer Breite, und zwar beträgt die durch die Erdrotation erzeugte Bewegungsgeschwindigkeit eines Körpers an der Erdoberfläche, also auch jedes Lufttheilchens, in der Secunde

für	0°	Breite	464 *m*
„	20°	„	436 *m*
„	40°	„	355 *m*
„	60°	„	232 *m*
„	80°	„	81 *m*
„	90°	„	0 *m*

Würde ein Lufttheilchen vom Äquator plötzlich nach dem 20. Breitengrad versetzt werden, so würde es dort in der Richtung der Erdbewegung, also von West nach Ost, um 464 — 436 = 28 *m* in der Secunde vorauseilen, d. h. es würde als ein Westwind sich geltend machen, der eine Geschwindigkeit von 28 *m* pro Secunde besäße. Denken wir uns dagegen ein Lufttheilchen vom 20. Breitengrad direct nach dem Äquator versetzt, so bleibt es um diese 28 *m* pro Secunde in der Richtung nach West zurück, d. h. es müsste zum Ostwind werden. Die Ablenkung der Winde kann man der Übersicht halber auch schematisch darstellen; die erstere erfolgt im Sinne der Pfeile:

Nördliche Halbkugel.

⟶

N. NO. O. SO. S. SW. W. NW. N.

⟵

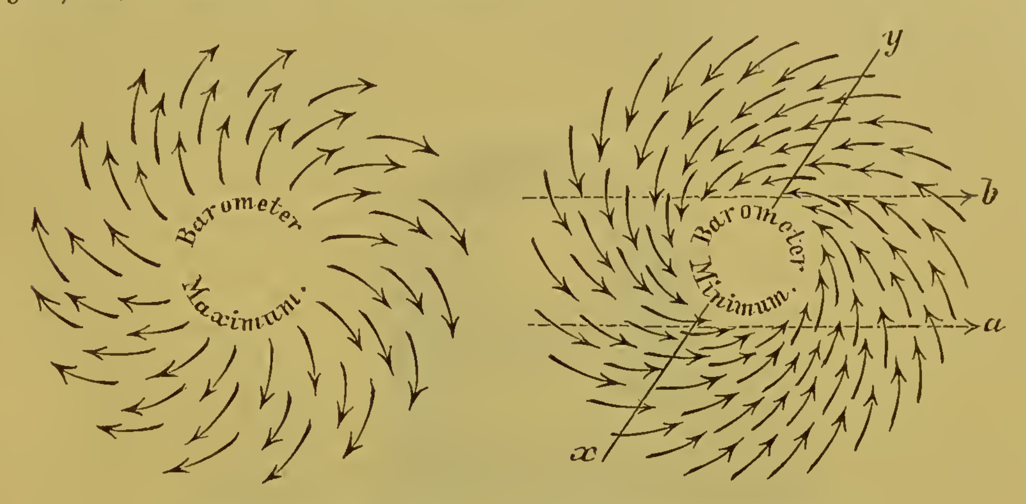
Südliche Halbkugel.

Ein Nordwind wird auf der nördlichen Halbkugel zu einem Nordost- und Ostwind, auf der südlichen Halbkugel zu einem Nordwest- und Westwind; ein Südwind auf unserer Hemisphäre zu einem Südwest- und Westwind, auf der anderen Halbkugel zu einem Südost- und Ostwind.

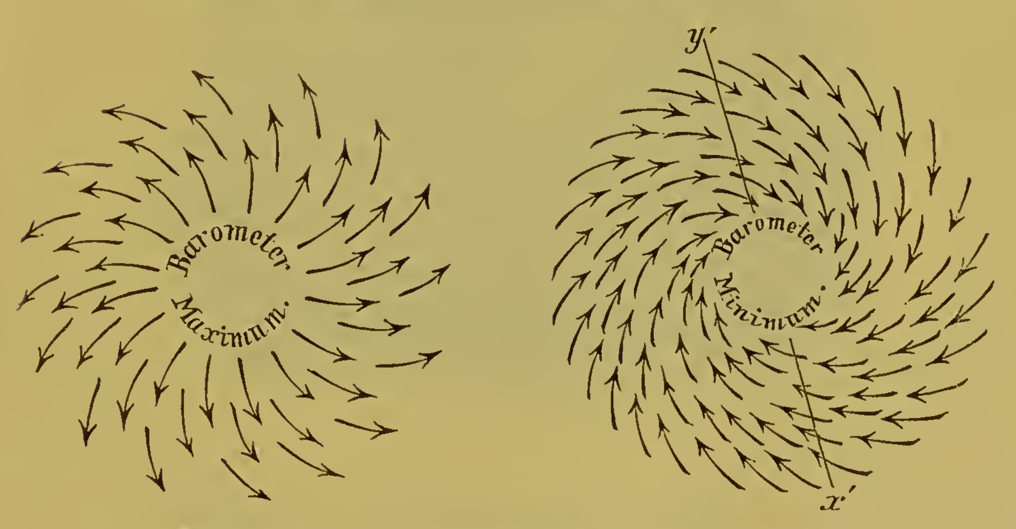
Außer der Achsendrehung bedingen auch die Reibungswiderstände zwischen den einzelnen Luftschichten und an der Erdoberfläche die Richtung des Windes. Da selbstverständlich die Reibung auf dem unebenen Boden des Festlandes größer ist als auf dem Ocean, werden oceanische Winde unter dem Einflusse der Rotation mehr abgelenkt als continentale Winde. Auf den Meeren der höheren Breiten ist die Reibung wegen der rauheren Oberfläche verhältnismäßig erheblich größer, daher auch die Ablenkung. Am geringsten ist die letztere in den oberen Luftschichten. Guldberg und Mohn haben die Größe der Ablenkung in den verschiedenen Breitenkreisen mit Rücksicht auf den verschiedenen Wert der Reibung berechnet.

Das zweite Hauptgesetz der neuen Windtheorie betrifft die Geschwindigkeit oder Stärke des Windes. Es ist das nach seinem Entdecker Thomas Stevenson benannte Stevenson'sche Gesetz: Die Windstärke wird bedingt durch den barometrischen Gradienten, d. h. durch die Druckdifferenz, welche in der Richtung senkrecht zu den Isobaren gemessen und auf eine Längeneinheit (jetzt allgemein 1° am Äquator = 111 *km*) bezogen wird. Diesen Druckunterschied drückt man in Millimeter aus. Nehmen wir an, zwischen zwei Orten, die 55 *km* voneinander entfernt sind, bestehe in einem gewissen Momente ein senkrecht zur Richtung der Isobare gemessener Luftdruckunterschied von 2 *mm*; in diesem Falle ist der Gradient

$2 \times 2\,mm$. Je steiler der Gradient, desto dichter gedrängt die Isobaren, desto größer auch die Windgeschwindigkeit. Gradienten von 5 *mm* und darüber werden Sturmgradienten genannt, weil bei solchen Barometerunterschieden die Winde mit stürmischer Stärke wehen. Die Windgeschwindigkeit wird ebenfalls durch die Reibung wesentlich beeinflusst. Je geringer die Reibung, desto größer die Geschwindigkeit; daher nimmt diese mit der Höhe zu.



Anticyclonen und Cyclonen auf der nördlichen Halbkugel.



Anticyclonen und Cyclonen auf der südlichen Halbkugel.

Die Betrachtung der Isobarenkarten hat uns gezeigt, dass sowohl im Jänner wie im Juli die Isobare von 760 *mm* Gebiete höheren und niedrigeren Luftdruckes voneinander abgrenzt. Man kann daher die Erdoberfläche mit Prestel im allgemeinen in zwei Gebiete eintheilen: pleiobarische (oder Pleiobaren), wo der Barometerstand höher ist als der mittlere Barometerstand im Meeresniveau (760 *mm*), und meiobarische (oder Meiobaren), wo das Barometer tiefer steht. Jedem dieser beiden Gebiete ist eine typische Windgattung eigenthümlich, indem innerhalb der pleiobarischen Gebiete die Anticyclonen, innerhalb der meiobarischen vorzüglich, wenn auch nicht immer, die Cyclonen auftreten. Da nämlich, wo ein ungewöhnlich hoher

Druck herrscht, strömt die Luft von dem Mittelpunkte des Druckes, dem barometrischen Maximum, nach allen Seiten ab; es entsteht eine sogenannte Anticyclonalbewegung, und jeder an einer solchen theilnehmende Wind heißt Anticyclone. Umgekehrt strömt im Meiobarengebiete die Luft allseitig gegen den Ort geringsten Druckes, d. h. gegen das barometrische Minimum, hin; man hat dann eine Cyclonalbewegung und jeder an ihr theilnehmende Wind heißt Cyclone. Die Passate unterscheiden sich von den Cyclonen nur durch die Gestaltung und Ausdehnung des meiobarischen Gebietes und die Monsune setzen sich, wie wir sehen werden, aus zwei Passatbewegungen zusammen. Daraus folgt, dass es genau



Dr. Henrik Mohn.

genommen nur die beiden erwähnten Hauptarten der Luftbewegung, die anticyclonale und die cyclonale, gibt.

Das Gebiet hohen Barometerstandes, welches die anticyclonale Bewegung hervorruft, ist kreisähnlich oder elliptisch. Innerhalb des Gebietes einer Anticyclone steigt die Luft herab und dieser senkrechte Strom wird durch horizontalen Zufluss in der Höhe ernährt. Es ist klar, dass die Anticyclonen ohne einen solchen Zufluss, der übrigens auch durch die Wolkenrichtung dargethan wird, bald sich auflösen müssten, wenn beständig nur Luft ausströmen würde. Im Vergleich mit den Cyclonen ist den Anticyclonen eine gewisse Ruhe und Unveränderlichkeit eigenthümlich. Das Wetter ist meist ruhig, der Himmel klar, die Temperatur im Winter sehr niedrig. Innerhalb der Anticyclone ist der Wind meist schwach und schwankend; Calmen (Windstillen) sind häufig.

Bei den Cyclonen strömt die Luft dem barometrischen Minimum von allen Seiten in Spirallinien zu, indem sie einerseits vom Minimum angezogen, andererseits durch die Erdrotation abgelenkt wird. Diese Bewegung kann in zwei Bewegungen aufgelöst werden, von denen die eine senkrecht auf dem Gradienten steht und die Luft um das Minimum herumwirbelt, die andere den Gradienten entlang geht und die Luft nach dem Centrum hineinsaugt oder hineintreibt. Legt man für unsere Breiten eine Linie (x y in der entsprechenden Figur auf S. 151) von Nordnordost nach Südsüdwest durch das Centrum, so wird diese den Wirbel in zwei Hälften mit entgegengesetztem Witterungscharakter theilen. Von letzterem hat Professor Henrik Mohn, der hochverdiente Director des meteorologischen Institutes in Christiania, das folgende Schema entworfen, wozu zu bemerken, daſs die rechte Hälfte die Vorderseite des Wirbels genannt wird (da der Wirbel sich nach Ost hin bewegt), die linke Hälfte aber die hintere Seite.

Hintere (linke) Seite:	Vordere (rechte) Seite:
Wind: O. NO. N. NW. W.	Wind: W. SW. S. SO. O.
Alle diese Winde kommen aus nördlicheren Gegenden.	Alle diese Winde kommen aus südlicheren Gegenden.
Temperatur fallend.	Temperatur steigend.
Dampfmenge abnehmend.	Dampfmenge zunehmend.
Bewölkung abnehmend.	Bewölkung zunehmend und dicht.
Niederschlag in Schauern und abnehmend.	Niederschlag zunehmend und stark.
Barometer steigend.	Barometer fallend.

Auf der rechten Seite finden wir somit warme Äquatorialwinde, auf der linken kalte Polarwinde. Doch sind diese Ausdrücke hier nicht im Dove'schen Sinne zu verstehen, da sie nicht etwa den Ort der Entstehung bezeichnen sollen, sondern lediglich nur die Richtung, aus der die Winde wehen; weil sie gleichmäßig für beide Hemisphären anwendbar, sind sie der Bezeichnung der Winde nach den Himmelsgegenden vorzuziehen.

Von dem Charakter der cyclonalen Luftbewegung gibt A. Supan eine sehr klare Darstellung, weshalb wir derselben hier im allgemeinen folgen.

Der Gradient und damit auch die Windgeschwindigkeit ist nicht in allen Theilen der Cyclonen gleich; der größte liegt im nördlichen und westlichen Europa meist im südlichen, der kleinste im nördlichen Quadranten; auf jenen sind daher die meisten europäischen Stürme beschränkt. Aber auch innerhalb eines Quadranten nimmt der Gradient vom Centrum gegen die Peripherie erst zu, dann wieder ab. Bei gleichem Gradienten sind in unseren Breiten die nördlichen und östlichen Winde stärker als die südlichen und westlichen; und im Sommer sind alle Winde stärker als unter gleichen Verhältnissen im Winter.

Bis zu welcher Höhe die cyclonische Bewegung reicht, ist noch nicht zur Genüge bekannt. Im Busen von Bengalen vermögen die Cyclonen nicht einmal die nur 300 bis 600 *m* hohen Ostghats zu überschreiten; im östlichen Theile der Union erreichen sie selten die Höhe des Mount Washington (1900 *m*), während im westlichen Unionsgebiete selbst das über 4000 *m* hohe Felsengebirge keine absolute Schranke für sie bildet.

In der Höhe geht, wie die Wolkenbeobachtungen bezeugen, die cyclonische Bewegung in eine anticyclonische über, d. h. die von allen Seiten zugeführte Luft steigt im Centrum in die Höhe, um oben abzufließen. So speist in den oberen Schichten die Cyclone die sie umgebenden Anticyclonen, und in den unteren Schichten ernähren die Anticyclonen die Cyclonen. Die obere Bewegung ist die

primäre; sie entsteht, wenn die Oberfläche einer wärmeren und dampfreicheren Luftsäule sich über die benachbarten erhebt. Ist aber an der Erdoberfläche einmal der Anstoß zu einer cyclonalen Bewegung gegeben, dann wird unter besonders günstigen Umständen das barometrische Minimum durch den um dasselbe entstehenden Luftwirbel immer mehr vertieft. Je mehr das Barometer im Centrum sinkt, desto steiler wird der Gradient, desto heftiger der Wirbel, desto geringer auch der Luftdruck im Mittelpunkte. So trägt die Cyclone in sich selbst die Bedingungen ihres Wachsthums. Die in der Regel, wenn auch nicht ausnahmslos, sie begleitenden Niederschläge unterstützen diesen Process, indem die bei der Condensation frei werdende Wärme das Aufsteigen der Luft im Centrum befördert. Hört diese verticale Bewegung auf, dann wird das Minimum durch die zuströmende Luft bald ausgefüllt. Damit hört aber auch die Ernährung der Anticyclonen durch die obere Strömung auf. Der Luftdruck verringert sich im Maximum, weil die abfließende Luft nicht mehr durch zufließende ersetzt wird, und es steigert sich im Minimum, weil die zuströmende Luft keinen Abfluss mehr findet. Mit einem Wort: die barometrischen Unterschiede gleichen sich aus.

Die Cyclonen sind von ihrem Entstehen bis zu ihrem Erlöschen in beständiger, bald schnellerer, bald langsamerer Wanderung begriffen, indem das Minimum stets auf der hinteren Seite ausgefüllt und dadurch in die vordere verlegt wird. In der Tropenzone bewegen sie sich nach Osten, biegen dann an der Polargrenze der Passate nach Norden, beziehungsweise Süden um, wobei sie an Tiefe verlieren, aber an Ausdehnung gewinnen, und schlagen dann in den mittleren und höheren Breiten einen westlichen Weg ein. Das letztere gilt auch von denjenigen Depressionen, welche in den außertropischen Gebieten entstehen.

Da die Witterungsverhältnisse in erster Linie durch die Cyclonen bestimmt werden, hat sich die Meteorologie in neuester Zeit vielfach mit der Bildung und Wanderung der Depressionen beschäftigt. Die Hauptaufgabe der ausübenden Witterungskunde, die Vorausbestimmung des Wetters, gründet sich aber auf die Kenntnis der Entstehung und Bewegung der barometrischen Minima. Namentlich verdanken wir wesentliche Fortschritte auf diesem Gebiete den Arbeiten von Cl. Ley, W. van Bebber, W. Köppen und Hoffmeyer. Doch sind wir über diese Vorgänge noch bei weitem nicht zur Genüge unterrichtet. So ist z. B. der Einfluss der Niederschläge auf Ursprung und Gang der Minima noch viel zu wenig aufgeklärt. Wir wissen wohl, dass für die Entstehung und Ausdehnung von Depressionsgebieten Niederschläge charakteristisch sind, mit deren Auflösung dann auch die Depressionen zusammenschrumpfen oder sich vertheilen; ferner, dass dieser Einfluss der Niederschläge sich gewöhnlich umgekehrt ändert, wie die allgemeine Temperatur der Atmosphäre. Warum aber gebirgige Gegenden, ihrem Regenreichthum zum Trotz, seltener von Depressionen heimgesucht werden als die umliegenden Flachländer und Meere, ist noch nicht aufgeklärt.

Von besonderer Wichtigkeit ist die Kenntnis der Bewegungsrichtungen der Minima. Insoferne diese Richtungen immer wieder mit einer gewissen Gleichförmigkeit und Regelmäßigkeit innegehalten werden, spricht man von den Zugstraßen der Minima. Freilich kennen wir derzeit nur die mittleren Zugstraßen zwischen dem Felsengebirge Nordamerikas und dem Ural einigermaßen genau.

Die einfachsten Verhältnisse zeigen die Vereinigten Staaten, wo eine einzige Zugstraße durch das Gebiet der großen Seen und durch Canada zieht. An den Seen tritt gewöhnlich eine Gabelung der Bahnen ein, und noch weit mehr complicieren sich die Dinge über dem nordatlantischen Ocean, wo einerseits der Einfluss der Meeresströmungen, anderseits der Mangel der Reibung sich

geltend macht. Die Mehrzahl der Depressionen wendet sich von Nordamerika — auch bei Neufundland bilden sich sehr gerne neue Minima — an Südgrönland und Island vorbei nach Europa, entweder östlich gegen das südliche Norwegen hin abbiegend oder an den nördlichsten Küsten dieses Landes hinstreichend, während nur ein kleiner Theil quer über den Ocean fortschreitet. Diesem letzteren begegnen in der Regel unsere über England nach Amerika segelnden Schiffe, und es erleiden aus diesem Grunde die westwärts fahrenden Dampfer weit häufigeren Wechsel der Witterung als die ostwärts fahrenden.

Für Europa lassen sich im ganzen acht Hauptzugstraßen unterscheiden, von welchen vier jedoch nur als secundäre Theilungen erscheinen.

1. Zugstraße I, ein im Frühling wenig frequentierter Weg, beginnt an der Nordwestecke Irlands, zieht sich längs der norwegischen Küste hin bis an den Polarkreis und theilt sich dort in drei verschiedene Äste: Ia geht nordwärts zum Eismeere; Ib geht zum Weißen Meere; Ic verläuft im Innern von Russland.

Die Zugstraßen II, III und IV erstrecken sich sämmtlich aus der Umgebung der britischen Inseln quer über die Nordsee weg.

2. Zugstraße II bewegt sich nach Ost;

3. Zugstraße III verläuft nach Südost;

4. Zugstraße IV geht der Küste entlang in ostnordöstlicher Richtung, so dass die Zugstraßen II und IV sich in der Gegend der großen schwedischen Seen durchkreuzen; im Frühjahr pflegt dieser Schnittpunkt östlich verschoben zu werden.

Zugstraße V führt vom Südwesten Großbritanniens südöstlich über Frankreich nach dem Mittelmeerbecken hin, theilt sich jedoch im allgemeinen in vier Zweige:

5. Zugstraße Va ist die für Deutschlands Wetter maßgebende Straße;

6. Zugstraße Vb geht nordöstlich nach dem finischen Meerbusen;

7. Zugstraße Vc und

8. Zugstraße Vd durchschneiden das mittelländische Meer.

Wenn die Depressionen, was nicht selten geschieht, an einem bestimmten Orte länger zu verweilen sich anschicken, so liegt dieser Ort gewöhnlich in der Nähe des Durchschnittes zweier Zugstraßen. Derartige Punkte liegen z. B. über der Davisstraße, südwestlich von Irland, über dem Atlantischen Ocean beim Nordufer des Golfstromes, über dem Skagerrack und über Südschweden.

Die Richtung der Zugstraße Va erklärt die Entstehung des Dove'schen Winddrehungsgesetzes. Weil gewöhnlich die Minima nördlich von Deutschland vorüberziehen, springt der Wind so um, wie jene Regel es verlangt. Sehen wir noch einmal die Zeichnung der Cyclone auf S. 151 an. Wenn die Cyclone nach rechts fortschreitet, so gelangen die Punkte a und b von der Äquatorial- auf die Polarseite, wobei sich in a der Wind von Südost über Südwest nach Nordwest, in b aber im entgegengesetzten Sinne von Südost über Nordost nach Nordwest dreht. Hätte Dove, wie S. Günther mit Recht bemerkt, nicht in Berlin, sondern in Grönland gelebt, er würde nicht der Versuchung erlegen sein, seine empirische Regel mit einem allgemeinen Naturgesetze zu verwechseln.

Man hat auch die mittlere 24stündige Geschwindigkeit der Luftdruckminima berechnet und gefunden, dass sie in Nordamerika 1000, im nordatlantischen Ocean 770 und in Europa 640 *km* beträgt. Diese verschiedene Geschwindigkeit ist für das Klima von Nordamerika und von Europa von großer Bedeutung, da die unmittelbare Folge der fortschreitenden Cyclonen die Veränderlichkeit des Wetters ist. In Europa ist die Tendenz der Minima, länger stabil zu bleiben, eine weit ausgesprochenere als in Amerika, und es wird hierdurch die für uns nicht eben ungewöhnliche Beständigkeit der Witterung bewirkt.

Innerhalb einer größeren Depression treten nicht selten auch secundäre oder Theilminima auf, welche sich namentlich da bilden, wo Westwinde wehen. Sie verrathen sich im ersten Stadium ihrer Entwickelung durch eine seitliche Ausbuchtung der Isobaren; unter günstigen Bedingungen lösen sie sich vom Hauptminimum los und verfolgen selbständig ihren Weg. Ihr Auftreten bereitet der Witterungsprognose Schwierigkeiten. Weil sie localen Ursprunges sind, kann man sie nicht wohl auf den Isobarenkarten verzeichnen, deren man sich bei der Vorausbestimmung des Wetters bedient.

Die eigentliche Heimat der Cyclonen sind die mittleren und höheren Breiten beider Hemisphären. In der Tropenzone ist ihr Auftreten nur auf einige Monate beschränkt; sie sind aber daselbst insoferne von großer Bedeutung, als sie meist von verheerenden Stürmen begleitet sind, denen wir im folgenden Capitel noch eine eingehende Betrachtung widmen werden. In einem schmalen Gürtel zu beiden Seiten des Äquators fehlen die Cyclonen ganz, da hier die ablenkende Wirkung der Erdrotation zu schwach ist, als dass sie einen Wirbel erzeugen könnte.

Ist den mittleren und höheren Breiten eine vorherrschende cyclonale Luftbewegung eigenthümlich, so finden wir in der tropischen und subtropischen Zone (im allgemeinen bis 35° nördl. und südl. Br.) vorherrschende östliche Luftströmungen, welche auf der nördlichen Halbkugel von Nordost, auf der südlichen von Südost kommen. Doch treten sie in ihrer auffälligen Regelmäßigkeit nur auf dem Meere auf. Dies sind die sogenannten Passate, welche ihren Namen davon haben, dass die Segelschiffe sie zur Überfahrt (passata) von Spanien nach Brasilien benutzen. Bei den Engländern heißen sie trade winds, d. i. Handelswinde, bei den Franzosen vents alizés oder einförmige Winde. Zur Zeit der Entdeckung Amerikas waren die Passatwinde noch nicht bekannt; es ist daher nicht zu verwundern, dass der in der Tropenregion des Atlantischen Oceans ununterbrochen wehende Nordostwind den Begleitern des Columbus, indem er sie ohne ihr Wissen den Schätzen und Wundern einer neuen Welt entgegentrug, die Furcht einflößte, sie würden nie mehr nach der Heimat zurücksegeln können. Später lernte man freilich die Vortheile des Passates würdigen. Die Spanier nannten den tropischen Theil des Atlantic el Golfo de las Damas, „Damenmeer", weil dort die Schiffahrt so leicht sei, dass selbst die zartesten Hände das Steuer zu führen vermöchten. Varenius, indem er von den Passaten des Stillen Oceans spricht, sagt, dass die von Acapulco in Mexiko aussegelnden Seeleute, ohne um das Steuerruder sich zu kümmern, sich schlafen legen könnten, weil der Wind sie sicher geradewegs nach den Philippinen führe.

Bereits bei Beginn des 16. Jahrhunderts dachte der geniale Lionardo da Vinci an eine Erklärung der vom Äquator regelmäßig zum Pole hin gehenden Luftströmung; im Jahre 1685 versuchte der englische Mathematiker Halley, freilich ohne Erfolg, die östliche Ablenkung des Passates auf mechanische Principien zu gründen, doch gelang dies eigentlich erst seinem Landsmanne George Hadley im Jahre 1735. Eine vollkommen zutreffende Erklärung der Richtung der Passate lieferte der große Philosoph Kant, der aber von den Calmen noch wenig wusste.

Dove schrieb, wie wir gesehen haben, die Entstehung der Passate einem aufsteigenden Luftstrome („courant ascendant") am thermischen Äquator zu, zu dessen Ersatz kältere Luft von Norden und Süden zuströmt. Ein solcher aufsteigender Luftstrom entwickelt sich wohl im Centrum der Cyclonen oder in der heißesten Zeit in Gebirgsthälern, aber keineswegs über ausgedehnten Flächen. Dagegen „wird die ganze Luftmasse über dem thermischen Äquator durch das ununterbrochene Spiel aufsteigender warmer und herabsinkender kälterer Luftsäulchen

allmählich erwärmt und dadurch aufgelockert, so dass die Oberfläche derselben über die des benachbarten Luftmeeres ansteigt. Es entwickelt sich nun die obere Strömung, die, zwischen den immer mehr sich nähernden Meridianen eingezwängt, an Tiefe gewinnen muss, was sie an Breite verliert. Sie sinkt daher schon zwischen 30 und 40° Br. zu Boden und erzeugt hier permanente Gebiete hohen Luftdruckes, von denen die untere (passatische) Strömung zum thermischen Äquator ausgeht. Die barometrischen Maxima liegen stets an der Ostseite der Meere, weil nach dieser Seite die durch die Erdrotation abgelenkte obere Strömung gerichtet ist."

Zwischen den beiden Passatzonen liegt ein Gürtel, der an Breite wechselt und durch häufige Windstillen sich auszeichnet, während im übrigen in seinem Bereiche keine Windrichtung besonders vorherrscht; dies ist der Gürtel der Calmen („Doldrum"). Dieser Gürtel, das äquatoriale Minimum, die Gegend größter Luftauflockerung darstellend, erstreckt sich zwar nicht gleichmäßig durch die ganze Breite des Meeres, hat aber stets eine langgestreckte Form. Weder die Passatzone noch die Calmenzone sind an unveränderliche Grenzen gebunden; vielmehr wandern dieselben, dem scheinbaren Laufe der Sonne folgend, der Breite nach hin und her, jedoch so, dass die Calmenzone immer nördlich vom Äquator bleibt und nur ganz wenig über diesen nach Süden hinübergreift.

Neben diesen periodischen Veränderungen machen sich aber auch beträchtliche unperiodische Verschiebungen der Grenze, besonders der polaren, geltend, so dass die Regelmäßigkeit der Passate nur mit einer gewissen Beschränkung in Wirklichkeit existiert.

Von einem ununterbrochenen Passatbande, sagt Supan, kann man auf der nördlichen Halbkugel niemals und auf der südlichen nur im Winter sprechen. Aber auch da ist das Band nicht gleichmäßig entwickelt, indem es auf dem Meere von Osten nach Westen immer schmäler wird. Im Westen nimmt der Passat eine rückläufige Bewegung an; der Südostwind der Südhemisphäre, wo diese Erscheinung besonders kräftig ausgebildet ist, geht allmählich in Ost-, Nordost-, Nordwest- und Westwind über, so dass dadurch ein vollkommen geschlossener anticyclonischer Kreislauf um die subtropischen Maxima hervorgerufen wird. Die Passate selbst erscheinen nur als ein verlängerter Zweig desselben.

Bisher war nur vom unteren Passat die Rede. In den oberen Schichten der Atmosphäre zieht eine Luftströmung in direct entgegengesetzter Richtung, der obere Passat oder der Antipassat, wodurch der verticale Kreislauf geschlossen wird. Die höheren Berggipfel ragen bereits in den oberen Passat hinein, der z. B. auf dem Kamerungebirge in einer Höhe von 4000 *m* als scharfer Südwest zu spüren ist. Auch der 4700 *m* hohe Pik von Teneriffa ragt in den Antipassat hinein und der Himalaya wird im Winter bereits in 2000 *m* Höhe von demselben getroffen.

Die Passate wehen, wie schon bemerkt wurde, ungestört nur auf dem hohen Meere; in der Nähe großer Continente werden sie abgelenkt. So wird an der Küste von Oberguinea der Südostpassat in einen unausgesetzt wehenden Südwestwind verwandelt, weil über dem heißen afrikanischen Festland die Luft stark aufgelockert wird und dadurch ein Minimum entsteht, welches die kältere Luft des Passats dahin nachzuströmen nöthigt. Das großartigste Beispiel dieser Art bildet aber der ungeheure asiatische Continent. Im Sommer entsteht dort infolge der starken Erwärmung desselben eine bedeutende Auflockerung der Luft und ein niedriger Barometerstand, welcher auf der Isobarenkarte des Juli durch die Isobare von 750 *mm* angezeigt ist. Infolge dessen muss, besonders vom Indischen Ocean her, ein Zuströmen der Luft erfolgen; in geringerem Grade macht sich dasselbe von dem benachbarten Theile des Großen Oceans her geltend. Das ist die Zeit des

Regens und der Winde aus Südwest und Südost, welche als Sommer- oder Regenmonsun bekannt sind. Die mit Feuchtigkeit gesättigten Luftmassen strömen von Mitte April bis Mitte October als Südwestmonsun über dem nördlichen Indischen Ocean dem Lande zu und liefern Indien seine ungeheuren Regenmassen. Sobald die Sonne sich im September dem Äquator nähert, verliert Asien seine Anziehungskraft mehr und mehr; der Südwestwind flaut ab und macht im October stillen, veränderlichen Winden, schweren Gewittern und heftigen Orkanen platz. Allmählich wächst über dem erkaltenden Continent der Luftdruck und veranlaſst eine Drehung des Windes. Mitte November beginnt ein Nordostwind sich einzustellen, welcher bis zum Februar andauert und die trockene Jahreszeit bezeichnet. Wie die Isobarenkarte des Jänner zeigt, entwickelt sich im Winter über dem Nordosten Asiens ein barometrisches Maximum von 775 *mm*, von wo aus die Luft nach allen Seiten hin am Erdboden abfließt. Es ist der Wintermonsun, welcher den Südosten Asiens und den nördlichen Theil des Indischen Oceans beherrscht. So ist das letztere recht eigentlich der Schauplatz der Monsune im strengsten Wortsinne, welche ein Halbjahr aus Südwest, das andere Halbjahr aus Nordost wehen. Daher auch ihr Name, welcher von dem arabischen „Mausim“, Jahreszeit, abgeleitet wird. Der Wintermonsun stimmt, wie wir sehen, mit dem regelmäßigen Passat überein. Schon oben wurde bemerkt, daſs während der heißen Zeit die Monsune sich im tropischen und südtropischen Gebiete überall in der Nähe der Festlandsmassen bilden, und zwar nach Hann in der durch folgendes Schema bezeichneten Art:

	Westküste	Nordküste	Ostküste	Südküste
Nordhalbkugel	Nordwest	Nordost	Südost	Südwest
Südhalbkugel	Südwest	Nordwest	Nordost	Südost

Für das hinterindisch-australische Gebiet ist der Nordwestmonsun charakteristisch, welcher von der Südhälfte Sumatras und Borneos an bis hinüber zu den neuen Hebriden und Salomonsinseln weht. Im Chinesischen Meere überwiegt der Nordostmonsun den Südwestmonsun in hohem Grade derart, daſs der letztere im südlichen Theile fünf, im nördlichen nur drei Monate herrscht.

Zu den Monsunwinden gehören auch die auf dem Mittelmeere wehenden, mit den Jahreszeiten wechselnden Winde, welche den Alten unter dem Namen der Etesien wohlbekannt waren. Demosthenes macht in den olynthischen Reden derselben häufig Erwähnung. Während des Sommers nämlich herrschen auf der südlichen Hälfte des Mittelmeeres nordöstliche Winde, indem das erhitzte afrikanische Festland ein barometrisches Minimum aufweist, welches auf die kältere Luft über dem Meere anziehend wirkt. Im Winter dagegen bildet sich über dem wärmer gebliebenen Meere eine Depression und es entstehen demnach Südwinde. Zeitweise erstrecken sich diese Monsune des Mittelmeeres sogar über einen Theil seiner nördlichen Gestade. Der Nordwestwind, welcher in der Provence unter dem Namen Mistral bekannt ist, schließt sich an die Etesien an.

Wie die Monsune von den Jahreszeiten, so hängen die Land- und Seewinde von den Tageszeiten ab. Dieselben spielen an den Küsten vielfach eine große Rolle. Sie entstehen durch den Temperaturgegensatz zwischen Wasser und Land, der sich beim Übergang vom Tag zur Nacht umkehrt und einen entsprechenden Windwechsel nach sich zieht. In niedrigen Breiten, wo ein eigentlicher Winter fehlt, sind diese periodischen Winde eine das ganze Jahr hindurch auftretende Erscheinung, während sie in höheren Breiten fast nur in der wärmeren Jahreszeit zur Entwickelung kommen. Mit Ungeduld erwarten die Bewohner der Seeküste in tropischen Klimaten jeden Morgen die Ankunft der Seebrise, welche gewöhnlich gegen 10 Uhr

vormittags einsetzt; denn mit ihrem Eintreten schwindet die drückende Kühle des Morgens und eine erquickende Frische der Luft scheint allen neues Leben und Lust zu ihren täglichen Arbeiten zu geben. Der Seewind ist aber nicht bloß durch seine relative Kühle erfrischend und wohlthätig, sondern auch dadurch, dass er die reine Seeluft auf das Land bringt und die Miasmen zerstreut, die so häufig flache tropische Küsten, im Bereich des Flutwechsels, höchst ungesund machen. Daher wird dieser Wind in Indien wie im tropischen Afrika der „Doctor" genannt. Um Sonnenuntergang tritt Windstille ein; die Seebrise hat aufgehört. Aber alsbald setzt die Landbrise ein, welche, durchschnittlich viel schwächer auftretend als der Seewind, die ganze Nacht hindurch weht; abermalige Windstille scheidet dann am nächsten Tage den Umschwung des Windes. „Dieser Wechsel von Land- und Seewind", sagt Maury, „ein Wind von der See bei Tag und vom Land bei Nacht, ist so regelmäßig in den tropischen Gegenden, dass man ihm mit gleicher Zuversicht entgegensieht, wie dem Aufgang und Untergang der Sonne."

Während der Seewind sehr wohlthätig wirkt, ist dagegen der Landwind oft geradezu schädlich und kann, wenn er ausnahmsweise länger weht, förmliche Epidemien veranlassen. Dies ist namentlich dort der Fall, wo stagnierende Hinterwässer, die im Bereich des Flutwechsels liegen und von einer üppigen Vegetation umrandet werden, sich von der Küste landeinwärts erstrecken.

Auf die Stärke der Land- und Seewinde hat die vorherrschende Windrichtung einen großen Einfluß. Wirkt die letztere im gleichen Sinne mit der Seebrise, wie an den meisten östlichen Küsten in den Tropen, steigert sich diese hie und da am Nachmittag bis zur Sturmesstärke, während der Landwind kaum fühlbar ist. Umgekehrt weht an einer von dem herrschenden allgemeinen Winde abgewendeten Küste der Landwind stärker und die Seebrise bewirkt oft nur ein Abflauen des herrschenden Windes.

Dass in größerer oder geringerer Höhe die entgegengesetzte Luftbewegung stattfindet, folgt schon aus der Überlegung, dass die auf dem Meere oder dem Lande unten abfließende Luft wieder ersetzt werden muss, was doch nur in der Höhe geschehen kann. Bis zu welcher Höhe sich die Seebrise erstreckt, darüber lassen sich wohl schwer allgemeine Angaben machen, da dies von den Localverhältnissen abhängt. Nach Versuchen, welche auf Coney-Island bei New-York, also schon weit außerhalb der Tropen, mit einem „Ballon captif" angestellt wurden, reicht daselbst die Seebrise des Nachmittags ungefähr bis zu 150 *m* Höhe, während bei 200 *m* bereits die Landbrise weht. Ebenso ist die Entfernung, bis zu welcher die Seebrise landeinwärts reicht, örtlich verschieden.

Die Land- und Seewinde sind die am längsten bekannten periodischen Luftströmungen. Wenn man nun aber auch deren Entstehung von jeher auf die ungleiche Erwärmung und Erkaltung von Wasser und Land zurückgeführt hat, so ist doch die eigentliche physikalische Erklärung derselben erst in neuerer Zeit gegeben worden. Dieser gibt Hann folgende Fassung: „Am Morgen erwärmt sich das Land rascher als das Meer; die erwärmte Luft über dem Lande dehnt sich nach oben aus, oder, was dasselbe ist, der Luftdruck steigt in der Höhe über dem Lande, während über der See dies nicht der Fall ist. Infolgedessen beginnt zuerst die Luft über dem Lande in der Höhe gegen das Meer hin abzufließen, und es steigt der Luftdruck draußen über der Meeresoberfläche, während er über dem Lande sinkt. Dies hat zur Folge, dass nun auch unten eine Luftströmung eintritt und zwar vom Meer gegen das Land, der Seewind. Dass nicht, nach der älteren Vorstellung, das erwärmte Land direct aspirierend auf das Meer wirkt, zeigt sich deutlich darin, dass die Seebrise nicht zuerst an der Küste, sondern draußen auf dem Meere

eintritt (wo der Luftdruck durch den oberen Zufluſs am stärksten zugenommen hat). Bei Nacht verhält es sich umgekehrt; das Land erkaltet rascher als das Meer, die Erkaltung der Luft bewirkt ein Sinken des Luftdruckes in der Höhe über dem Lande, daher einen oberen Zufluſs der wärmeren Luft von der See her, welcher in der Folge den Luftdruck an der Erdoberfläche über dem Lande steigen, über der See sinken macht. Daher entsteht in zweiter Linie eine Luftströmung vom Lande hinaus auf das Meer, der Landwind. In den Morgen- und Abendstunden, zwischen dem Windwechsel, tritt ein Gleichgewichtszustand und Windstille ein."

In nördlicheren Breiten, wo sich die Unterschiede zwischen Tages- und Nachttemperatur und damit auch die Luftdruckdifferenzen bedeutend vermindern, gehören Land- und Seewind zu den selteneren Erscheinungen. Doch werden sie noch beobachtet auf Teneriffa, in Nordafrika, bei Tunis und in Südeuropa an den Küsten Italiens und auf Kreta. Den für diese Winde charakteristischen relativ höheren Luftdruck vom Morgen bis zum Abend an der Küste und während der Nacht auf dem Lande haben die registrierenden Barometer selbst für die Küsten und das Binnenland der britischen Inseln nachgewiesen. Für Holland, Ruſsland (St. Petersburg) und selbst Grönland ist wenigstens die Tendenz zur Bildung dieser Winde dargethan; denn es hat sich gezeigt, daſs während des Tages Küstenlinie und Windrichtung sich mehr einem rechten Winkel nähern, als während der Nacht. Sogar an den Ufern gröſserer Binnenseen hat man Land- und Seewinde wahrgenommen, wie am Garda- und Bodensee und an den Canadischen Seen Nordamerikas. Doch compliciert sich daselbst diese Erscheinung mit einer zweiten, welche im folgenden geschildert werden soll.

Auffällige Analogien mit den Land- und Seewinden zeigen nämlich die im Gebirge auftretenden Berg- und Thalwinde, welche Hann besser Tag- und Nachtwinde nennt. In allen Gebirgsländern macht sich, wenn nicht heftigere allgemeine Luftströmungen wehen, bei Tag ein thalaufwärts wehender, bei Nacht ein thalabwärts streichender Wind bemerkbar. Im Alpengebiete, wo man diese Winde besonders eingehend studiert hat, sind dieselben namentlich an den Seen auf der Nord- und Südseite des Gebirges wohl bekannt. Daselbst haben die Tag- und Nachtwinde häufig ihre eigenen Namen. So heiſst am Comersee der thalaufwärts wehende Wind „la breva" (breva di Lecco und breva di Como nach den beiden Seearmen); der nächtliche Gegenwind heiſst „Tivano". Am Lago Maggiore wechseln die „Tramontana" (von Nord) und der „Inverno" (von Süd) miteinander ab. Am Gardasee weht die „Ora" (auch „Ander", d. i. Unterwind) als Südwind im Sommerhalbjahr von $10\frac{1}{2}$ Uhr vormittags bis 3 Uhr nachmittags vom unteren zum oberen Ende des Sees; auch im unteren Etschthale, z. B. bei Ala, weht die Ora sehr kräftig und regelmäſsig bei Tag thalaufwärts. Der Nachtwind heiſst am Gardasee „Sover" (auch „Sopero", Oberwind, in Torbole Vento paesano, Heimatswind). In der Zwischenzeit zwischen diesen beiden entgegengesetzten Winden herrscht Windstille. Auf den Seen des österreichischen Salzkammergutes sind diese Winde unter den ganz bezeichnenden Namen „Unterwind" (Tagwind) und „Oberwind" (Nachtwind) bekannt. Hierher gehören auch der „Erlerwind" im Innthale nördlich von Kufstein und der „Wisperwind" im Thale des Rheines. Die Theorie dieser Tag- und Nachtwinde ist erst in neuerer Zeit vollständig entwickelt worden; namentlich haben Fournet und Hann in dieser Hinsicht sich sehr verdienstlich gemacht. Auf einfache Weise erklärt sich wohl der kühle Nachtwind, welcher, dem natürlichen Gefälle des Bodens folgend, die kalte Luft an der Sohle der Thäler abwärts führt. Aus manchen, die Luft stark abkühlenden Schluchten und Rinnen stürzt abends die erkaltete Luft oft wie ein Wasser-

fall herab. Nicht so einleuchtend ist, weshalb die bei Tag am Thalboden erwärmte Luft nicht direct emporsteigt, sondern, der schwach geneigten Thalsohle folgend, fast als horizontaler Wind aufwärts weht. Zur Erklärung des Tagwindes sei folgendes bemerkt. An einem Bergabhange ist in den einzelnen horizontal lagernden Luftschichten, die ersterer schräge schneidet, überall der Luftdruck der gleiche, so lange die Temperatur gleichmäßig vertheilt ist und Gleichgewicht in der Luft herrscht. Wird nun die ganze Luftmasse im Thale und über dem Bergabhange durch die Sonne erwärmt, so wird mit der steigenden Wärme die Luft ausgedehnt; dadurch wird das Gleichgewicht gestört und die Luft muss dem Bergabhange zufließen. Denn in jeder Horizontalen steigt der Luftdruck mit zunehmender Entfernung vom Bergabhange, während er an letzterem selbst constant bleibt: Die Flächen gleichen Luftdruckes sind nun nicht mehr horizontal, sondern sie neigen sich gegen das Gebirge hin, die Luft bekommt in jedem Niveau ein Gefälle gegen dasselbe hin. Wird zugleich der Bergabhang selbst von der Sonne erwärmt, so ist die Luft längs desselben wärmer als die der freien Atmosphäre in gleicher Höhe und hat deshalb ein Bestreben, emporzusteigen. So sind es zwei Kräfte, welche die Bewegung der Luft an den Bergabhängen bestimmen, eine horizontal wirkende und eine verticale, beide zusammen bewirken, dass die Luft tagsüber längs den Bergabhängen emporsteigt.

Die vorangehenden Betrachtungen haben uns gezeigt, dass die Passate sich von den Cyclonen nicht principiell unterscheiden, sondern nur darin, dass das meiobarische Gebiet für die Cyclone ein relativ kleines und annähernd kreisrundes, für die Passate aber ein sehr langgestrecktes ist oder, wie man sich ausdrücken könnte, dass die Passate nicht alle vier Quadranten der Cyclonalbewegung, sondern bloß deren zwei ausgebildet haben; ferner dass die Monsune sich aus zwei Passatbewegungen zusammensetzen und die Land- und Seewinde, wie die Tag- und Nachtwinde der Thäler nichts als verkleinerte und localisierte Nachbildungen der Monsune sind. „Man darf es somit aussprechen, dass eine durchgreifende Gesetzmäßigkeit sämmtliche Winde der Erde, wenigstens bis zu einer gewissen Höhe über dem Seespiegel, beherrscht."

Wir haben aber aus dem Vorangehenden auch erkannt, dass die Winde eine gewisse Periodicität in Bezug auf Stärke und Richtung zeigen, welche der Zeit nach als eine tägliche und eine jährliche sich unterscheiden lässt. Zur Ergänzung mag noch das folgende nach van Bebber hinzugefügt werden. Die tägliche Periode der Windgeschwindigkeit oder Windstärke ist im Binnenlande mit Ausnahme hochgelegener Berggipfel überall entschieden ausgesprochen. Die Schwankung der Windstärke findet am Tage statt, während des Nachts die Windstärke im allgemeinen gering zu sein pflegt. Im Durchschnitte frischt der Wind, insbesondere bei heiterem Wetter, einige Stunden nach Sonnenaufgang, auf, erreicht in den ersten Nachmittagsstunden sein Maximum, wird dann nach und nach schwächer und schläft dann nachts wieder ein. Auf den Ebenen und im Innern der tropischen Continente, insbesondere aber in den Gegenden der regelmäßigen Herrschaft des Passates und in der Trockenzeit, erreicht er fast täglich die Stärke eines Sturmes. Im Jahresmittel wird das Hauptmaximum erreicht: in Upsala, Krakau, Hamburg und Dresden um 1 Uhr nachmittags, in Wien, Birmingham, Liverpool, Toronto, Kalkutta und auf Ascension um 1½, in Prag, Oxford, Zikawei (Schanghai), Batavia und Melbourne um 2, in St. Petersburg, Nukuss, Halifax und auf Mauritius um 2½, in Bern um 3 und in Rom um 3½ Uhr nachmittags. Auf offenem Meere ist dagegen die tägliche Periode der Windstärke kaum zu erkennen; die Windstärken sind hier Tag und Nacht durchschnittlich gleich; nur

in den Küstengewässern ist die tägliche Periode des Windes in schwächerem Maßstabe vertreten. Indessen beschränkt sich diese tägliche Periode der Windgeschwindigkeit nur auf die unteren, dem Erdboden unmittelbar in weiter horizontaler Ausdehnung aufliegenden Luftschichten. In der freien Atmosphäre, sowie auf hohen freigelegenen Berggipfeln ist sie am Mittag nicht größer, sondern kleiner als am Morgen und am Abend.

Eine Erklärung dieser Erscheinung haben Espy 1840 und Köppen 1883 gegeben. Ersterer sagt: Der Beginn der Bildung aufsteigender Luftsäulen am Morgen wird von einer Verstärkung des Windes begleitet sein, und seine Stärke wird anwachsen mit dem Wachsthum dieser Säulen; beide Phänomene halten Schritt mit der steigenden Temperatur. Diese Verstärkung des Windes ist zum Theil durch das allseitige Einströmen der Luft an der Erdoberfläche gegen das Centrum der aufsteigenden Luftsäule bedingt, welches unbeständige Brisen erzeugt, zum anderen Theil durch das Niedersteigen der Luft in der ganzen Umgebung der aufsteigenden Säulen, welche mit sich die Geschwindigkeit herabbringt, die sie oben besaß und von welcher man weiß, daſs sie größer ist als diejenige, welche die Luft bei den Unebenheiten der Erdoberfläche besitzt. Nach Köppen, der tiefer in die Sache eindrang, wird die tägliche Periode der Windstärke durch zwei Umstände regiert: 1. Die wechselnde Intensität des verticalen Luftaustausches in den unteren 1000 bis 4000 *m* hohen Schichten der Atmosphäre bei durchschnittlich — wegen Abnahme der Reibung — nach oben zunehmender Geschwindigkeit der Luftbewegung; 2. die Bewegung der wärmeren Tageszeit in Bezug auf das Auftreten starker Gradienten durch Druckdifferenzen auf geringen Entfernungen.

Auf dem offenen Meere ist die Reibung an der Wasseroberfläche im allgemeinen gering und daher ist die Zunahme der Windstärke mit der Höhe ebenfalls unbedeutend. Da nun auch die täglichen Schwankungen der Temperatur an der Meeresoberfläche weniger als einen Grad betragen, so folgt hieraus ein nur sehr geringer verticaler Luftaustausch, und aus diesen Gründen muſs die tägliche Periode der Windstärke auf dem Meere kaum merklich sein. Aber an den Küsten, wo die Reibung und die tägliche Amplitude der Temperatur zunimmt, tritt auch die tägliche Periode der Windstärke sofort wieder hervor.

Von großem Einfluſs auf die tägliche Periode der Windstärke sind die Bewölkungsverhältnisse, was Hjelström und Sprung unabhängig voneinander 1877 und 1878 festgestellt haben. Bei heiterem Himmel tritt während des Tages die Periodicität stets viel stärker hervor als bei trübem Himmel. Dies erklärt Köppen folgendermaßen: Indem klarer Himmel unbehinderte Strahlung gestattet, wirkt er in zwei Richtungen: bei Tage verstärkt er durch Verstärkung der verticalen Temperaturabnahme den verticalen Luftaustausch und damit die Windstärke in der untersten Schicht; bei Nacht erzeugt er durch die Abkühlung der letzteren stabiles Gleichgewicht in verticaler Richtung, verhindert dadurch die verticale Lufteirculation und entzieht so die Luft an der Erdoberfläche dem Einfluſs der oberen stärker bewegten Schichten.

Außer der täglichen Periode der Windstärke gibt es auch eine tägliche Periode der Windrichtung, auf welche Thatsache zuerst Sprung aufmerksam gemacht hat. Wie schon aus den früheren Erörterungen hervorgeht, haben die rascher bewegten oberen Luftmassen einen größeren Ablenkungswinkel als die unteren, und zwar wegen ihres größeren Umdrehungsradius bei der Erdrotation. Die Folge davon ist, daſs bei einem starken verticalen Luftaustausch in den Mittagsstunden nicht allein die größere Geschwindigkeit der oberen Luftschichten, sondern auch ihre Richtung dem Unterwinde mitgetheilt werden, so daſs also eine Ablenkung nach

rechts zur Mittagszeit hervorgerufen wird. Auf dem Meere ist diese Winddrehung nicht vorhanden. Eine sehr auffällige Periodicität zeigen die schon oben eingehend besprochenen Land- und Seewinde, und die ihnen sehr ähnlichen Tag- und Nachtwinde im Gebirge.

Die jährlichen Perioden der Stärke und Richtung des Windes erscheinen abhängig von der Vertheilung des Luftdruckes und von der Größe des Gradienten. Eine angenäherte Vorstellung über das Verhalten dieser beiden Elemente in den extremen Monaten Jänner und Juli geben die Karten IX und X, auf welchen außer den Isobaren auch die vorherrschenden Winde verzeichnet sind. Die folgende Tabelle enthält die mittleren Windgeschwindigkeiten für eine Anzahl von Orten in Europa und Asien.

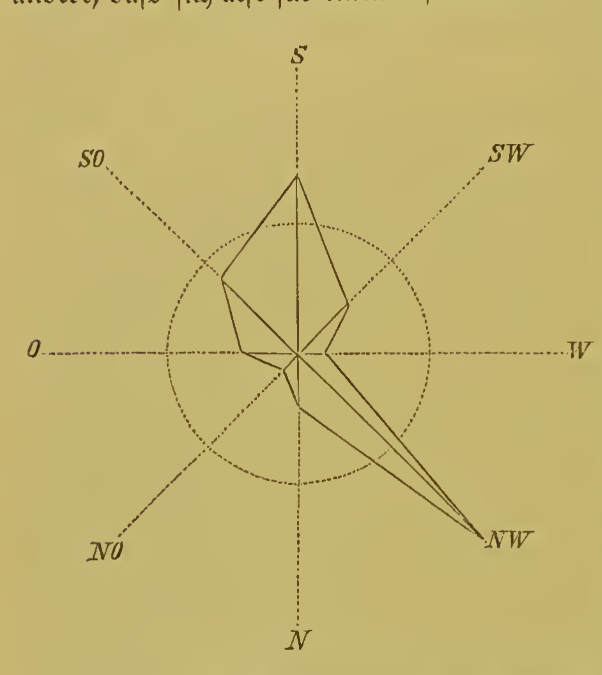
Mittlere Geschwindigkeit in Meter pro Secunde.

	December	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb.	October	November	Jahr
Liverpool	6·3	6·1	6·2	5·9	5·7	5·1	5·2	4·8	5·1	5·0	5·5	5·4	5·5
Sandwick, Orkney-I.	9·1	8·5	9·3	7·8	7·3	6·3	6·1	5·4	5·5	5·9	7·3	7·8	7·2
Hamburg	5·7	5·7	5·6	4·6	4·5	4·4	4·0	4·0	4·5	5·4	4·9	5·1	—
Niederlande	7·3	7·9	7·2	8·4	6·8	6·4	5·2	5·3	5·5	5·4	6·5	6·3	—
Brüssel	1·2	1·2	1·1	1·1	0·8	0·9	0·8	1·0	0·9	0·8	1·0	1·1	—
Südnorwegen, Südost	1·7	1·5	1·6	1·5	1·4	1·5	1·5	1·5	1·5	1·6	1·5	1·7	—
Südnorwegen, West	2·3	2·0	2·1	1·9	1·9	1·9	1·8	1·8	1·7	1·8	2·0	2·1	—
Wien	2·4	1·7	2·6	2·2	2·4	2·0	2·4	2·2	2·1	2·0	2·0	3·0	2·2
Kronstadt	8·1	8·1	7·7	7·7	5·7	6·2	6·7	6·0	5·8	6·6	8·3	8·8	7·1
Reval	6·1	6·7	7·1	6·3	5·5	5·9	5·9	4·8	5·0	6·1	6·5	6·7	6·0
Dünamünde	6·8	7·4	7·2	6·5	5·6	6·6	6·3	6·0	6·0	6·6	7·8	6·8	6·7
Akmolinsk	4·8	5·5	5·6	5·6	5·6	4·8	4·5	4·1	3·7	3·7	4·8	5·6	4·8
Pinsk	5·5	5·3	5·1	5·2	5·0	4·1	3·3	3·4	3·4	3·7	4·4	4·5	4·4
Wologda	3·9	2·2	2·5	2·5	2·1	2·2	2·1	3·1	3·3	3·4	4·1	4·0	2·2
Kasan	3·0	2·9	3·0	3·1	2·8	2·6	2·3	2·0	2·1	2·2	2·9	3·0	4·0
Wilna	1·9	1·7	1·9	2·2	1·6	1·9	1·7	1·9	1·8	1·5	2·0	1·9	1·8
Tomsk	3·0	3·2	3·8	3·6	4·0	3·4	2·8	2·5	2·7	2·9	3·7	3·7	3·3
Barnaul	2·6	2·9	3·3	2·8	3·1	3·3	3·1	2·3	2·3	2·6	3·4	3·2	2·9
Irkutsk	1·0	1·3	1·1	1·8	2·4	2·0	1·0	1·2	1·0	1·2	1·1	0·8	1·4
Tiflis	2·2	2·7	2·8	3·6	3·0	2·8	2·8	2·9	2·6	2·3	2·0	1·7	2·6
Peking	2·7	2·3	2·1	2·4	2·4	2·2	1·7	1·1	0·8	1·2	1·7	2·3	1·9
Chabarowka (Amur)	3·3	2·9	3·0	3·5	4·7	4·2	2·5	2·7	3·1	3·2	4·7	4·6	3·5
Wladiwostok	4·4	6·7	5·6	5·6	5·7	6·8	6·5	6·4	4·5	3·7	4·2	4·2	5·3

Betrachten wir die Angaben dieser Tabelle, so finden wir, dass für das nordwestliche Europa das Maximum der Geschwindigkeit in den Winter, das Minimum in den Sommer fällt. Wien weist zwei Maxima, im November und im Februar, und ein Minimum im Jänner auf. Damit stehen nach weiteren Daten im allgemeinen die Verhältnisse im westlichen Mittelmeerbecken in Übereinstimmung, indem daselbst zwei Maxima, das Hauptmaximum im März und ein schwächeres im Herbst, aber auch zwei Minima, in der wärmeren Jahreszeit und im Februar, sich zeigen. Im russischen Reiche wachsen wie in Westeuropa die Windgeschwindigkeiten mit der Annäherung an die Küsten; im nördlichen Theile der Ostsee herrschen die größten Geschwindigkeiten, die geringsten im eigentlichen Centralasien. Im Winter nimmt die Windstärke im ganzen Gebiete sehr bedeutend zu; nur die Küsten des Kaspischen Meeres, der östliche Theil von Transkaukasien und Ostsibirien bilden hiervon eine Ausnahme, indem hier zu dieser Zeit gerade

das Minimum eintritt. Frühling und Herbst bilden hinsichtlich der Windstärke Übergangsjahreszeiten. Im Sommer werden im ganzen russischen Reiche, wieder mit Ausnahme der oben genannten Gebiete, die Windstärken sehr erheblich geringer. Diese Beispiele für die jährliche Periode der Windstärke mögen genügen. Noch sei aber bemerkt, dass die vielverbreitete Ansicht, zur Zeit der Nachtgleichen seien die Winde viel stärker oder wenigstens heftige Stürme häufiger, nach neueren Beobachtungen unbegründet ist. Speciell in unseren Gegenden erscheinen vielmehr die Stürme fast ausschließlich auf die kältere Jahreszeit beschränkt.

Viel bedeutsamer als die jährliche Periode der Windstärke ist die jährliche Periode der Windrichtung. Zählt man, wie oft der Wind während eines bestimmten Zeitraumes, z. B. eines Monates, aus den verschiedenen Weltgegenden geweht hat, so findet man, dass gewisse Windrichtungen häufiger auftreten als andere, dass sich also für einen bestimmten Ort die Winde ihrer Richtung nach ungleichmäßig zu einander verhalten. Ein Gleiches ergeben Beobachtungen, welche sich auf das ganze Jahr beziehen, und aus Reihen von Jahresbeobachtungen gelangt man dann zu Mittelwerten. In den meisten Gegenden der Erde gibt es eine Windrichtung, welche zu einer bestimmten Zeit des Jahres am häufigsten auftritt. Diese nennt man die vorherrschende Windrichtung. In manchen Gegenden ist diese vorherrschende Windrichtung so häufig, dass alle anderen Winde dagegen zurücktreten, anderenorts tritt dieselbe weniger hervor oder sie behauptet sogar nur mit Mühe ihren Vorrang vor den anderen Windrichtungen. Während in gewissen Gegenden dieselbe Windrichtung das ganze Jahr hindurch herrscht, wechselt in anderen Gegenden die herrschende Windrichtung mit den Jahreszeiten. Darnach unterscheidet man constante Winde, welche das ganze Jahr hindurch von derselben Seite, mit einer durchaus überwiegenden Häufigkeit wehen, periodische Winde, welche eine überwiegende Häufigkeit haben, aber mit den Jahreszeiten ihre Richtung wechseln, und gewöhnliche vorherrschende Winde. Die Passate sind constante, die Monsune periodische Winde, die höheren Breiten sind die Gebiete vorherrschender Winde.



Windrose zur Veranschaulichung der Häufigkeit der Windrichtung.

Die Häufigkeit der Winde kann man entweder in Tabellen procentisch zum Ausdruck bringen oder durch Windrosen darstellen, wie die beigefügte Figur nach Mohn zeigt. Die Häufigkeit der Winde nach den Hauptstrichen ist hier vom Mittelpunkte aus nach der Richtung hin, nach welcher der Wind weht, aufgetragen, wobei die Länge eines Millimeters eine Häufigkeit von 1 : 100 darstellt. Der Radius des punktierten Kreises bezeichnet die Häufigkeit der Windstillen.

Die folgende Tabelle gibt nach Hann die procentische Häufigkeit der Winde für den größten Theil des europäisch-asiatischen Continentes im Winter und die Zu- (+) oder Abnahme (—) der einzelnen Windrichtungen vom Winter zum Sommer:

Winter:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Westeuropa	6	7	9	11	15	24	18	10
Mittelrussland	8	7	9	14	16	17	17	12
Süd- und Südostrussland	9	12	19	14	11	11	13	11
Krim	11	18	25	11	7	9	11	8
Nördliches Westsibirien	5	6	4	13	13	30	17	12
Turkestan	11	16	22	15	6	6	13	11

Änderung der Windrichtung vom Winter zum Sommer:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Westeuropa	+3	+1	−3	−4	−5	−2	+2	+8
Mittelrussland	+4	+2	0	−4	−6	−2	+1	+5
Süd- und Südostrussland	+2	−1	−3	−4	−1	0	+4	+3
Krim	−6	10	0	+2	0	+4	+10	0
Nördliches Westsibirien	+8	+9	+2	−2	−3	−13	−7	+6
Turkestan	+5	+6	−12	−7	0	+3	+13	+4

Diese Tabelle macht ersichtlich, dass in den nördlichen Gebietstheilen die Südwestwinde, in den südlichen Gebieten die Ostwinde vorherrschen. Im Sommer werden im Norden die nördlichen und nordwestlichen Winde häufiger, in Nordwestsibirien die nördlichen und nordöstlichen, während in der Krim und in Turkestan die Westwinde stark zunehmen, dagegen die östlichen und nordöstlichen seltener werden.

Nach unseren früheren Betrachtungen ist wohl einzusehen, dass sich die Windrichtungen mit der von der Erwärmung abhängigen Vertheilung des Luftdruckes ändern. Wenn der tägliche Wechsel der Land- und Seewinde durch die Temperaturunterschiede zwischen Land und Meer bedingt wird, so wird durch die Unterschiede in dem jährlichen Gange der Temperatur ein jährlicher Wechsel der Windrichtung in weit größerem Maßstabe hervorgerufen. Den Einfluss der Erwärmung und Erkaltung des Landes auf die Vertheilung des Luftdruckes hat Hann in trefflicher Weise erklärt. Im Sommer wird die Erdoberfläche größerer Landstrecken am Tage durch die Sonne erwärmt und theilt die empfangene Wärme den unmittelbar aufliegenden Luftschichten mit. Diese steigen in einzelnen Partien aufwärts, während andere kühlere niedersteigen, so dass ein beständiger senkrechter Luftaustausch stattfindet. Wenn in der Nacht die unteren Luftschichten infolge der Ausstrahlung sich abkühlen, wird wohl dieser Luftaustausch unterbrochen, aber am folgenden Tage beginnt mit der steigenden Wärme wieder derselbe Vorgang, und auf diese Weise, sowie durch die Ausstrahlung des erwärmten Bodens nach den oberen Schichten, breitet sich die Wärme immer mehr und mehr nach oben hin aus. Dadurch wird die Luft über dem Lande ausgedehnt, die oberen Schichten heben sich empor; der Luftdruck in der Höhe nimmt zu, und indem die Flächen gleichen Luftdruckes über dem erwärmten Lande sich allmählich heben, dachen sie sich gegen das kältere Meer hin mehr und mehr ab. Die obere Luft wird gegen das Meer hin abfließen, infolge dessen der Luftdruck über dem Meere steigen und über dem Lande sinken. In den unteren Schichten wird der Luftdruck über dem Meere zunehmen, über dem Festlande aber geringer werden, und daher am Boden eine Strömung vom Meere nach dem Lande gehen, welche dem Buys-Ballot'schen Gesetze Folge leistet; es entsteht eine cyclonale Luftbewegung. Es werden somit im Sommer auf der nördlichen Halbkugel an den Westseiten der Continente Nordwest-, an den Ostseiten Südost-, an den Nordseiten Nordost- und an den Südseiten Südwestwinde wehen; auf der südlichen Halbkugel dagegen werden sich beziehungsweise Südwest-, Nordost-, Nordwest- und Südostwinde einstellen.

Das entgegengesetzte System der Luftströmungen tritt im Winter ein, wo dann das Meer wärmer ist als das Land. Die Luft fließt nun in der Höhe vom Meere auf das Land; die Folge dieses Luftzuflusses ist ein Maximum auf dem Lande, während auf dem Meere der Luftdruck am niedrigsten wird, so daſs also in den unteren Schichten ein Abfluſs von dem Meere nach dem Lande hin stattfindet; es entsteht eine anticyclonale Luftbewegung. Wir werden also auf der Nordhemisphäre im Winter an den Westseiten Südostwinde, an den Ostseiten Nordwestwinde, an den Nordseiten Südwestwinde und an den Südseiten Nordostwinde haben.

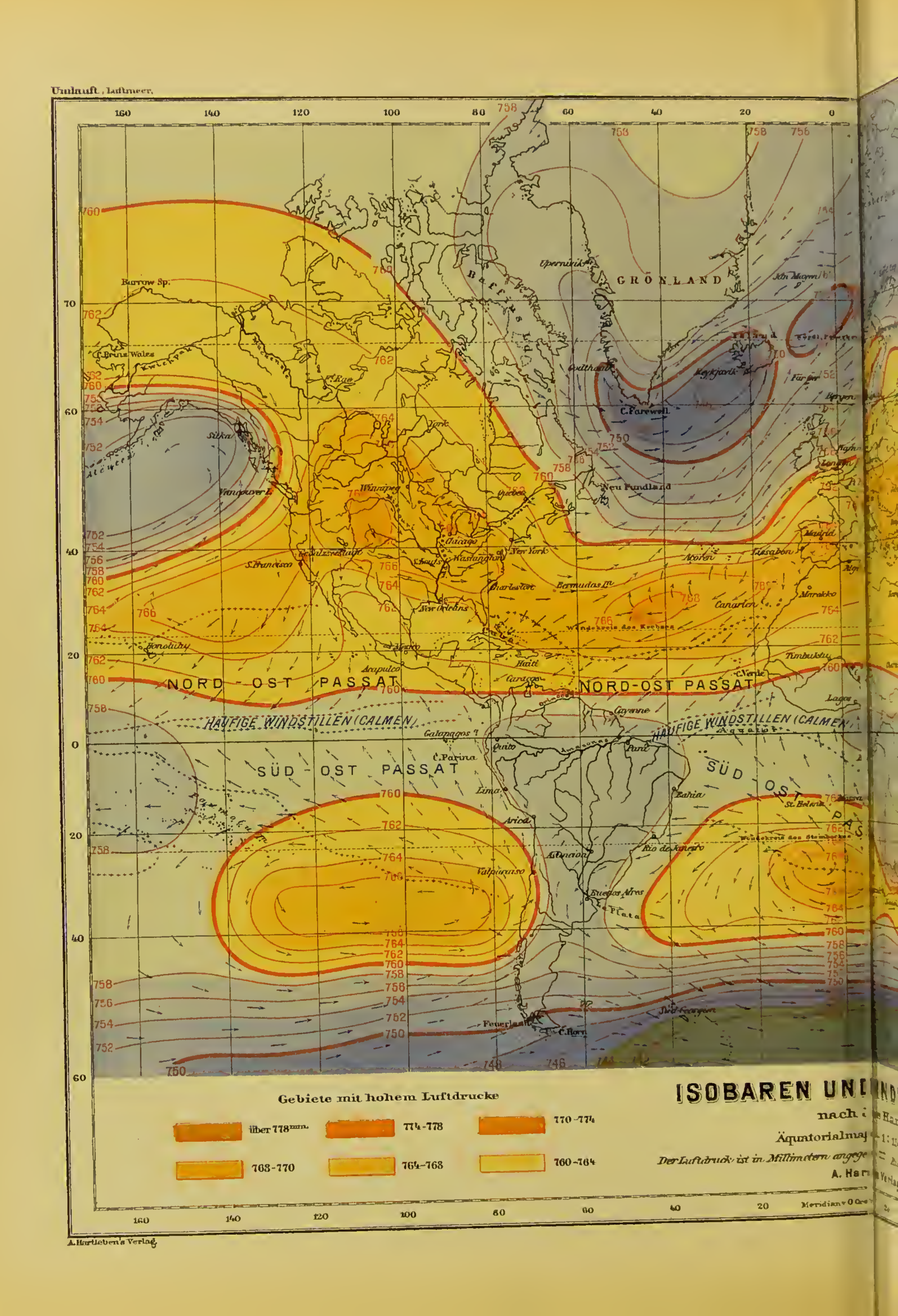
Die mit den Jahreszeiten regelmäßig wechselnden Winde, welche wir unter dem Namen der Monsune bereits kennen gelernt haben, zeichnen sich vor anderen derartigen periodischen Winden nur durch ihr größeres Verbreitungsgebiet und ihre längere (halbjährige) Dauer aus. Die oben betrachteten Windverhältnisse haben aber in den mittleren Breiten namentlich für die Ost- und Westseiten der Continente sehr einschneidende Verschiedenheiten in den Witterungsvorgängen zur Folge, welche sehr starke Klimagegensätze hervorrufen.

Und nun wollen wir, zum Theil früher Gesagtes zusammenfassend, eine Übersicht der Vertheilung der vorherrschenden Winde auf der Erde zu gewinnen suchen, indem wir uns Mohns Führung anvertrauen. Dabei werden uns die beiden Karten IX und X, welche den Luftdruck und die vorherrschenden Winde in den beiden extremen Monaten Jänner und Juli zur Darstellung bringen, gute Dienste leisten.

Beginnen wir mit den im Jänner herrschenden Winden, so finden wir zunächst im Atlantischen Ocean einige Grade nördlich vom Äquator, zwischen der Mündung des Amazonenstromes bis zum Cap Palmas, eine Region, in welcher meistens Windstille herrscht und deren Winde unstet und selten sind, den Calmengürtel des Äquators. Nördlich von dieser Region bis zum 30. Breitengrad herrscht der Nordostpassat. Südlich vom Calmengürtel, auf der Westseite bis in die Gegend von Rio de Janeiro und auf der Ostseite bis gegen das Cap der guten Hoffnung (20° bis 30° südl. Br.) weht der Südostpassat. Im Norden des Nordostpassates finden wir wiederum eine Gegend mit ziemlich viel Windstille, die man als den Windstillengürtel des Wendekreises des Krebses bezeichnet. Nördlich von diesem Gürtel tritt ein neues Windsystem auf, welches sich nach Norden hinauf bis an das Eismeer erstreckt. An der amerikanischen Küste herrschen hier nordwestliche bis westliche Winde, auf der östlichen Seite des Atlantischen Meeres dagegen südwestliche. Diese Region vorherrschend südwestlicher Winde umfaſst im Jänner auch meistentheils Europa und ganz Westsibirien. Im Norden einer Linie, welche über die Südspitze Grönlands, Island und westlich von Spitzbergen läuft, sowie auf der Bäreninsel, sind die herrschenden Winde des Jänners nördliche und nordöstliche. Im Südatlantischen Meere herrschen südlich von der Passatregion und durch einen Gürtel mit häufigen Windstillen (die Windstillenzone des Wendekreises des Steinbockes) von dieser getrennt, größtentheils nordwestliche, an der Ostküste Südamerikas aber nordöstliche bis nördliche Winde. In den höheren südlichen Breiten haben ebenfalls nordwestliche Winde entschieden das Übergewicht.

Im Großen Ocean finden wir im Jänner gleichfalls eine Calmenzone in der Gegend des Äquators, im östlichen Theile etwas nördlich von demselben, im westlichen etwas südlicher. An der Nordseite dieses Gürtels herrscht der Nordostpassat, an der Südseite der Südostpassat, welch letzterer an der Westküste Südamerikas weit nach Süden herabreicht und im mittleren Theile des Oceans geradezu in reinen Ostwind übergeht. Im Norden des Nordostpassates herrschen verschiedene




Umlauft, Luftmeer.
ISOBAREN UND
nach
Äquatorialma
Der Luftdruck ist in Millimetern angege
A. Har
Gebiete mit hohem Luftdrucke
über 778mm.
774-778
770-774
768-770
764-768
760-764
GRÖNLAND
Baffins B.
NORD-OST PASSAT
HÄUFIGE WINDSTILLEN (CALMEN)
SÜD-OST PASSAT
Barrow Sp.
C. Prinz Wales
Sitka
Vancouver I.
Winnipeg
York
Quebec
Chicago
New York
Washington
S. Francisco
Charleston
New Orleans
Bermudas I.
Honolulu
Acapulco
Haiti
Caracas
Guyanne
Galapagos I.
Quito
Lima
Arica
Valparaiso
Rio de Janeiro
Buenos Aires
Feuerland
C. Horn
C. Farewell
Neu Fundland
Upernivik
Godthaab
Reykjavik
Azoren
Lissabon
Madrid
Canarien
Marokko
Timbuktu
C. Verde
Lagos
Bahia
St. Helena
Wendekreis des Krebses
Wendekreis des Steinbockes
Meridian v. Ferro
A. Hartleben's Verlag.

…NDE IM JANUAR

…Hann.

1 : 150,000,000.

⇄ *Richtung der vorherrschenden Winde.*

Verlag.

Gebiete mit niederem Luftdrucke

758-760	754-758	750-754
748-750	744-748	unter 744 mm.

Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



Winde: in Japan nordwestliche, an der Westküste Nordamerikas südwestliche, im Territorium Alaska östliche, im Kamtschatkischen Meere und auf Kamtschatka selbst nordöstliche. Im Süden der Zone des Südostpassates herrschen im Großen Ocean bis in die höchsten südlichen Breiten hinauf vorwiegend nordwestliche und westliche Winde.

Im Indischen Meere weht im Jänner nördlich vom Äquator der Nordostmonsun; in der Gegend der Sunda-Inseln findet sich ein Westmonsun. Im Süden des Äquators tritt der Südostpassat auf, und südlich von diesem herrschen dieselben nordwestlichen Windrichtungen, welche wir in den anderen Weltmeeren antrafen.

In Europa herrschen im Jänner südwestliche Winde vor. Eine Ausnahme davon machen die östlichen Mittelmeerländer, wo nordöstliche Winde die Oberhand haben. Die Ostküste von Island hat nördliche Winde, die Nordküste wie die Westküste südöstliche. Im ganzen nordwestlichen Asien sind südwestliche und südliche Winde vorherrschend; im östlichen Asien nordwestliche bis nördliche, im südlichen Asien nördliche bis nordöstliche (Nordostmonsun) und im südwestlichen Sibirien zum Theil östliche Winde. Im östlichen Nordamerika ist Nordwest, im südlichen Nord bis Nordost, im westlichen Südost bis Süd und im höheren Norden Ost und Nordost die vorherrschende Windrichtung. In Südamerika kennt man fast nur die Windverhältnisse der Küsten; die ganzen Waldgebiete des Amazonenstromes entlang weht indessen der Südostpassat, der aber theilweise in Ostwind übergeht. In Afrika begegnen wir nördlich vom Äquator den Nordostpassat; das Innere des südlichen Afrika ist aber nach seinen Windverhältnissen gleichfalls noch ziemlich unbekannt. In Australien weht der Wind überall vom Meere aus nach dem Innern des Landes zu.

Wenden wir uns nun den im Juli herrschenden Winden zu, so finden wir, um abermals mit dem Atlantischen Ocean zu beginnen, in diesem zum großen Theil die Windvertheilung des Jänners wieder. Der Calmengürtel des Äquators hat sich bis zu 10° nördl. Br. verschoben, und ebenso liegt die Windstillenzone des Krebses nördlicher als im Jänner; dagegen scheint der Windstillengürtel des Steinbockes weniger verrückt. Der Nordostpassat geht im Golf von Mexiko in Ostwind über, und der Südostpassat, welcher auf die Nordhemisphäre übergreift, wird südlich, in der Guineabucht sogar südwestlich. Im Nordatlantischen Meere herrschen südwestliche Winde. Im südlichen Theile des genannten Oceans, wie in den entsprechenden Theilen des Pacifischen und Indischen Weltmeeres sind nordwestliche Winde die vorherrschenden. Im Großen Ocean walten innerhalb der Passatregion im Juli ungefähr dieselben Verhältnisse ob, wie im Jänner. In der gemäßigten Zone treten an der chinesischen und japanischen Küste vorwiegend südliche und südöstliche, und weiter nach Norden, sowie im Osten auf der amerikanischen Seite, vorwiegend südwestliche Winde auf. Im Indischen Meere herrscht im Süden des Äquators immer noch der Südostpassat, im Norden der Linie dagegen der Südwestmonsun.

In Europa sind die vorherrschenden Winde des Juli im ganzen westlicher als im Jänner. Island hat östliche Winde. In Osteuropa und Westasien gehen sie in nordwestliche und nördliche, im südlichen Asien in südwestliche, an der chinesischen Küste in südliche, weiter im Norden in südöstliche und östliche über, und an der sibirischen Nordküste sind nördliche Winde die herrschenden. In Nordamerika findet man ähnliche Verhältnisse: nordwestliche, westliche und südliche Winde an der Westküste, südliche im mexikanischen Busen, südwestliche im östlichen Theile. In Südamerika weht auch jetzt der Südostpassat das Thal des Amazonenstromes hinauf. In Afrika ist der Südostpassat weiter nach Norden hinauf gerückt. In

Australien wehen die herrschenden Winde vom Innern des Landes nach dem Meere zu.

Indem wir zuletzt die geographische Verbreitung der vorherrschenden Winde in den extremen Monaten Jänner und Juli betrachtet haben, sind wir eigentlich mit allen wichtigen Gegenständen, welche die Lehre von den Winden darbietet, zu Ende gekommen. Schon oben wurde aber gelegentlich bemerkt, dass die Steigerungsform der Winde zu Stürmen einer eingehenderen Besprechung im folgenden Capitel vorbehalten bleibt. Wir werden überdies noch vielfach auf die Winde zu sprechen kommen müssen, da, wie schon ausdrücklich betont wurde, dieselben die eigentlichen Wettermacher sind. Hier an dieser Stelle soll aber noch von dem Einflusse der Atmosphäre durch ihre Strömungen auf die festen und tropfbar flüssigen Theile der Erdoberfläche, auf Land und Meer, in Kürze gehandelt werden. Da das Wasser wegen der leichten Verschiebbarkeit seiner Theilchen auch viel leichter aus seiner Ruhelage gebracht werden kann als das Material des festen Erdbodens, so sind auch die durch die Winde hervorgerufenen Bewegungen des Wassers viel auffälliger als die Veränderungen auf dem Lande.

Die von den Winden veranlassten Bewegungserscheinungen des Wassers, beziehungsweise des Meeres, sind zweierlei Art, die Wellenbewegung und die Strömungen.

Die erstere Bewegung wird durch den ungleichen Druck des Windes auf den Wasserspiegel hervorgerufen. Sie ist eine unregelmäßige Bewegung, weil, wie Reclus sich ausdrückt, „kein Hauch für das bewegliche Element verloren geht und die bunte Mannigfaltigkeit der Wasserwellen nur ein Zeugnis ist für die nicht minder große Mannigfaltigkeit der Luftströmungen, die sie veranlasst haben". Durch den Druck des Windes entstehen Hebungen und Senkungen des Wasserspiegels, die nach den Gesetzen eines schwingenden Pendels fortdauern und nach allen Richtungen hin sich fortpflanzen, bis die Reibung die bewegende Kraft allmählich aufgezehrt hat. Der Wind wirkt in einzelnen Luftstößen auf die Oberfläche des Wassers, wodurch zunächst kleine und, da die Windrichtung immer etwas schwankt, unregelmäßige Wellen entstehen, die sich aber allmählich, wenn sie genügend Raum haben, zu großen, weitgedehnten Wellenzügen vereinigen. Das Meer ist daher der Hauptschauplatz mächtiger Wellenbewegung, die man hinsichtlich ihrer Form passend mit Berg und Thal vergleicht. Die Bewegung der einzelnen Wassertheilchen ist dabei nicht eine mit der Welle fortschreitende, sondern eine oscillierende. „Die Wassertheilchen beschreiben Kreise oder Ellipsen um ihre Ruhelage, nur die Bewegungsform pflanzt sich fort, während die auf und nieder schwingenden Wassermassen selbst an ihrer Stelle bleiben, wie die Kornähre eines Feldes, über welches Windwellen hinlaufen." Hiervon kann man sich überzeugen, wenn man einen Stein in einen Teich wirft, auf dessen Oberfläche Blätter schwimmen; man sieht letztere wohl sich heben und senken, aber ihren Ort verändern sie nicht. Was man Geschwindigkeit der Wellen nennt, ist nicht die Schnelligkeit des Fortschreitens der Wassertheilchen, sondern der Zeitunterschied, welcher verfließt, bis an einem Punkte zwei Wellenberge aufeinander folgen. Je größer die Wellen sind, um so schneller schreiten sie fort und die kleineren bleiben hinter ihnen zurück, so dass die Täuschung entsteht, als bewegten sich bloß die letzteren an der Oberfläche des Wassers, die größeren aber unter derselben. Den horizontalen Abstand von einem Wellenberg oder Wellenkamm zum anderen nennt man die Wellenlänge, der verticale Abstand vom tiefsten Punkte des Wellenthales zum höchsten des Wellenberges heißt die Wellenhöhe. Von der Wellenhöhe ist auch die Tiefe abhängig, bis zu der das Wasser an der schwingenden Bewegung theilnimmt und



ISOBAREN U...

nach ...

Äquatorialm...

Der Luftdruck ist in Millimetern angeg...

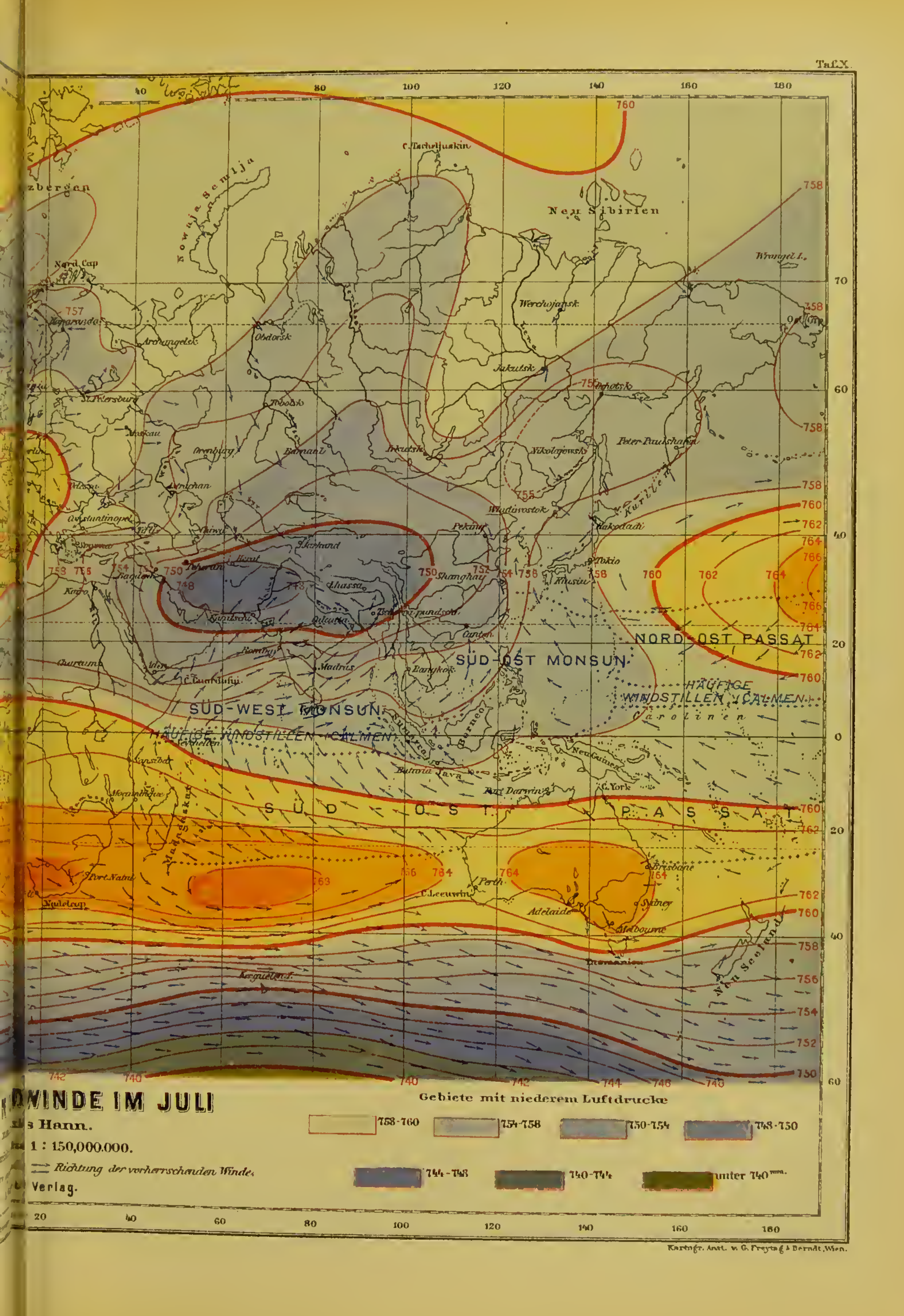
A. H...

Gebiete mit hohem Luftdrucke

über 768 mm. — 764-768 — 760-764

Meridian v. Gr.

A. Hartleben's Verlag.



Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



die nach den Versuchen der Gebrüder Weber 350mal so groß ist als die Höhe. Einen Fuß hohe Wellen könnten demnach schon die seichte Nordsee bis zum Grunde aufwühlen. Es ist aber dabei zu berücksichtigen, dass die Schwingungsgröße mit der Tiefe rasch abnimmt; schon in 130 bis 260 *m* Tiefe beträgt die Wellenhöhe nur mehr $^1/_{500}$ derjenigen an der Oberfläche, also selbst im äußersten Falle nur 3 *cm*. Über die Höhe der Wellen findet man häufig übertriebene Angaben. Ihre Maximalhöhe dürfte selbst bei Sturm für gewöhnlich 10 *m* nicht übersteigen und 20 *m* können nach übereinstimmender Ansicht der Fachmänner als der überhaupt erreichbare Grenzwert der Höhe angesehen werden. Um für die Größe des Seeganges eine vergleichbare Scala zu gewinnen, schlug der internationale Meteorologencongress folgende Gradation vor:

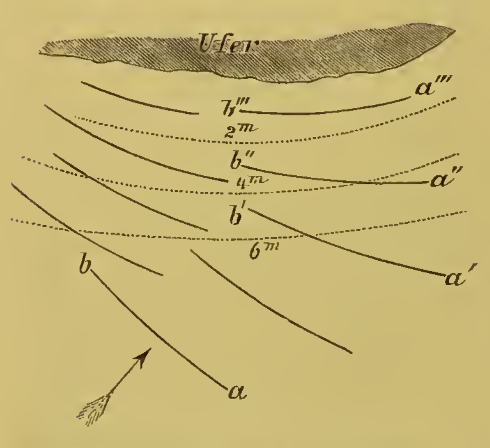
	Bezeichnung	Wellenhöhe in Meter				
0 =	Vollkommen glatte See		0			
1 =	Sehr ruhige See	von	0	bis	1	
2 =	Ruhige See	"	1	"	2	
3 =	Leicht bewegte See	"	2	"	3	
4 =	Mäßig bewegte See	"	3	"	4	
5 =	Ziemlich grobe oder bewegte See	"	4	"	5	inclusive
6 =	Grobe oder unruhige See	"	6	"	7	"
7 =	Hohe See	"	8	"	9	"
8 =	Sehr hohe See	"	10	"	15	"
9 =	Gewaltig schwere (Sturm-) See	"	16	"	18	"

Die Länge der Wellen wird auf das 10- bis 20fache der Wellenhöhe geschätzt. Nach Capitän Stanley ergeben sich folgende zusammengehörige Werte für die Größe der Wellen und ihre Geschwindigkeit: Wellenhöhe 6 *m*, Wellenlänge 90 *m*, Fortschreiten der Wellen 25 Seemeilen (46·25 *km*) in der Stunde, 13 *m* in der Secunde. Mit dieser großen Geschwindigkeit pflanzen sich die Wellen von einem Sturmfeld aus fort, und das Eintreten eines hohen Seeganges kann deshalb dem Seefahrer schon einen Sturm verkünden, bevor noch andere Anzeichen desselben eingetreten sind. Die außerhalb eines Sturmfeldes sich fortpflanzenden Wellenzüge oder der hohe Seegang nach einem Sturme heißen „Dünung" (engl. swell, französ. houle). Die Dünung unterscheidet sich schon äußerlich von den Windwellen, welche der deutsche Seemann die „Seen" nennt, durch ihr rundlicheres Profil, während die „Seen" unter der unmittelbaren Einwirkung des Windes sehr leicht überfallende und schäumende Kämme zeigen. Wie lange nach dem Aufhören des Sturmes der hohe Seegang andauern kann und wie erstaunlich weit die Dünung sich mitunter fühlbar macht, darüber entlehnen wir dem Lieutenant Pâris einen Beleg. Derselbe berichtet: „So wurden wir (im südlichen Indischen Ocean), nachdem am 31. October 1867 die steife Südwestkühlte uns verlassen hatte, um von den Calmen des Steinbockes ersetzt zu werden, welche wir unter Dampf durchmaßen, begleitet während dreier Tage von einer Dünung, die nicht der geringste Windhauch beeinflusste. Die Südwestkühlte hatte eine regelmäßige See von 4·5 *m* Höhe bei 143 *m* Länge und einer Geschwindigkeit von 15·3 *m* pro Secunde aufgeworfen. 60 Stunden später, 350 Seemeilen davon entfernt, besaß die Dünung, die etwa 12 Stunden gebraucht hatte, diesen Raum zu durchlaufen, noch 15 *m* Geschwindigkeit und 135 *m* Länge."

Bei zunehmender Stärke bricht der Wind die Kämme der Wellen ab, so dass diese in die vor ihnen befindliche Höhlung hinabstürzen; dieses ist auch der Fall bei sturmbewegter See, und die alsdann auftretenden „Sturzseen" sind um so gefährlicher, als kolossale Massen von Seewasser mit erheblicher Geschwindigkeit aus ziemlicher Höhe herabstürzen und eine lebendige Kraft von höchst zerstörender

Wirkung vorstellen. Schiffe, welche mit kleinen Segeln oder ganz ohne solche vor dem Sturme herlaufen, sind den Sturzseen umsomehr ausgesetzt, je weniger leicht das Hintertheil des Schiffes von den Wellen sich aufheben läſst, was von der Bauart des Schiffes abhängt. „Gute Seeschiffe" haben meist wenig von Sturzseen zu fürchten. Andere, schlechter gebaute dagegen, deren Hintertheil die ankommende Welle aufhält, bewirken, daſs sich die Kämme der letzteren mit voller Gewalt auf das Deck stürzen, dort die gröſsten Verwüstungen anrichtend, auch wohl Menschen auf der Stelle erschlagend.

An den Ufern sind die Wellen mannigfachen Veränderungen unterworfen. Laufen sie gegen eine senkrecht oder fast senkrecht bis in groſse Tiefe abfallende Uferböschung, so werden sie von dieser zurückgeworfen, wobei der Wellenkamm sich bis fast zum Doppelten seiner früheren Höhe erhebt. Die reflectierten Wellen laufen eine Strecke in die See zurück, werden aber bei „auflandigem" Winde schnell von diesem und den frisch erzeugten Wellen zerstört. Sind die Wellen hoch und laufen sie schnell, wie das bei Sturmwellen und bei Dünung der Fall ist, so erreicht beim Anprall an das Steilgestade das Aufschwellen der Kämme eine solche Energie, daſs sich beträchtliche Wassermengen loslösen und strahlartig an der Gestadewand hinaufspritzen: das ergibt die sogenannte Klippenbrandung. Nach Stevenson erreicht dieselbe durchschnittlich fast das Siebenfache der Wellenhöhe. Anders verhalten sich die Wellen beim Auflaufen auf einen sanft ansteigenden Strand, indem sie dabei sowohl in ihrer Richtung als auch in ihrer Form verändert werden. Die Richtungsänderung ist eine Folge ungleicher Reibung. Wenn der Wind auch schräg gegen das Ufer weht, so werden doch die Wellen dasselbe stets senkrecht treffen, wie die beigefügte Figur ersichtlich macht; die Wellen a b, die in einiger Entfernung vom Ufer in der Richtung des herrschenden Südwestwindes verlaufen, machen in der Nähe des Landes eine Schwenkung, so daſs sie schlieſslich die Küste von Süden her treffen, weil die a-Hälften sich auf tieferem Grunde und daher rascher bewegen als die b-Hälften. Gleichzeitig wird die Wellenlänge verringert, die Wellenkämme rücken also näher zusammen; die Wellenperiode bleibt aber unverändert. Die symmetrische Wellenform der offenen See verschwindet, indem die vorderen und unteren Theile der Welle durch die Reibung am Grunde in ihrer Bewegung mehr gehemmt werden als die hinteren und oberen. Die Vorderseite der Wellenberge wird immer kürzer und steiler, bis der Wellenkamm überschlägt, welcher Vorgang alsdann die Brandung bedingt. Wehen heftige Stürme andauernd gegen das Land, so verbindet sich mit der Brandung der Windstau, eine Erhebung des Wasserspiegels, die besonders in trichterförmig sich verengenden Buchten den Betrag von mehreren Metern erreichen kann. So liegt infolge des Vorherrschens westlicher Winde über der Ostsee der Meeresspiegel bei Pillau und Memel für gewöhnlich um etwa 30 *cm* höher als bei Kiel; diese Differenz vermindert sich, sobald der Wind einmal längere Zeit hindurch aus Osten weht. Der Windstau kann oft Flüsse zwingen aufwärts zu flieſsen, wie z. B. Zöppritz es einmal beobachtete, daſs der Pregel bei Königsberg in Preuſsen mit einer 1 *m* in der



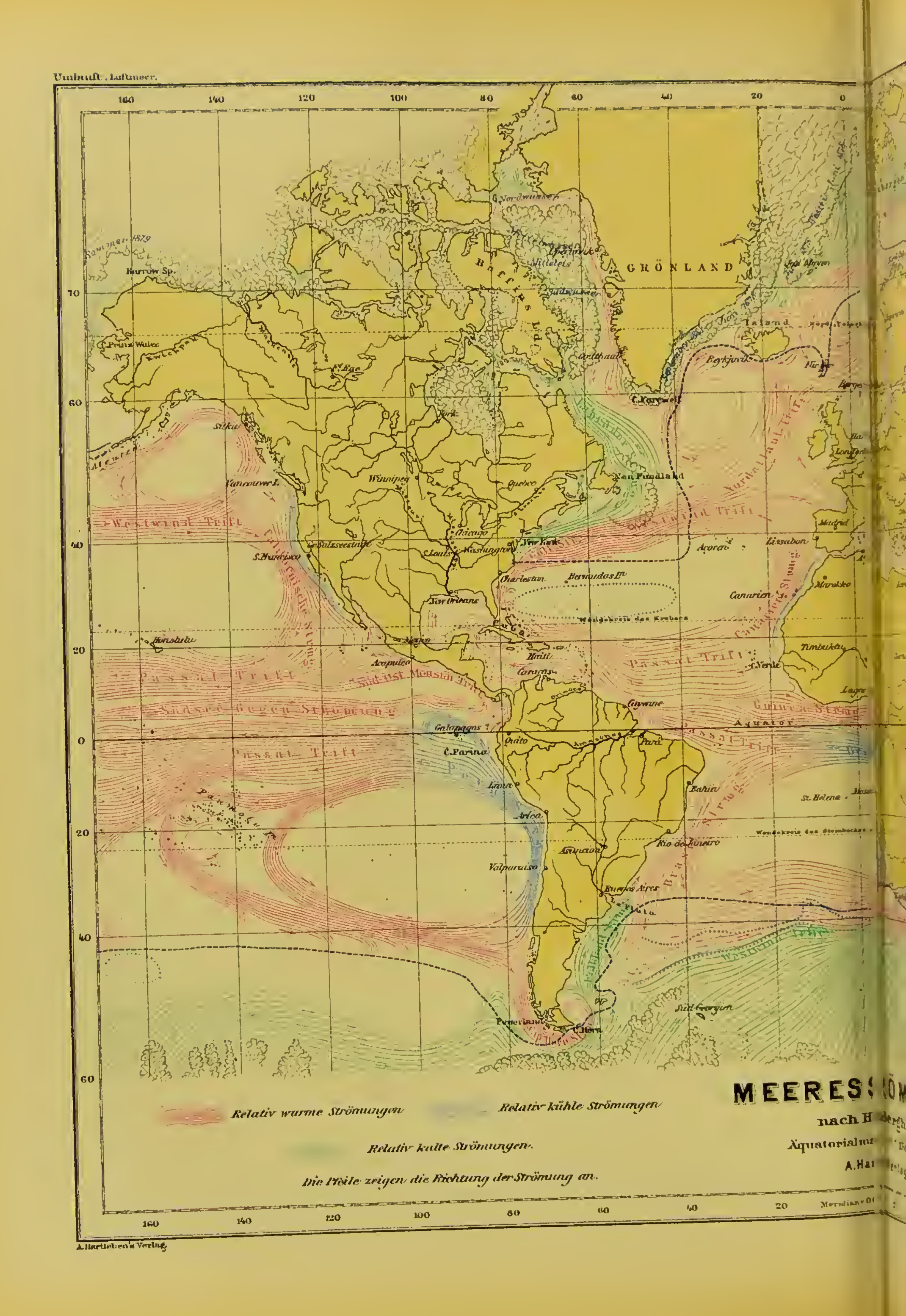
Wellenbewegung gegen ein Flachufer.

Fischerbarke in der Sturzwelle.





Umlauft, Luftmeer.



A. Hartleben's Verlag.


MUNGEN
Berghaus.
1 : 150,000,000.
Seegras
Schweres See oder Packeis
Äusserste Grenze des Treibeises.
Neu Sibirien
Nowaja Semlja
Nord Cap
Obdorsk
Archangelsk
St. Petersburg
Moskau
Odessa
Constantinopel
Tiflis
Tobolsk
Barnaul
Irkutsk
Jakutsk
Werchojansk
Ochotsk
Nikolajewsk
Peter Paulshafen
Wladiwostok
Peking
Hakodadi
Tokio
Shanghai
Canton
Kairo
Bagdad
Teheran
Herat
Jarkand
Lhassa
Calcutta
Bombay
Madras
Ceylon
Aden
C. Guardafui
Bangkok
Borneo
Sumatra
Seychellen
Sansibar
Madagaskar
Port Natal
Kapstadt
Batavia
Java
Neu Guinea
C. York
Port Darwin
Perth
C. Leeuwin
Adelaide
Melbourne
Sydney
Brisbane
Tasmanien
Neu Seeland
Kerguelen I.
Wrangel L.
Karolinen
Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



Secunde übersteigenden Geschwindigkeit aufwärts strömte. Solche Sturmfluten setzen flache Küstenländer oft weithin unter Wasser und gehören daher zu den verheerendsten Phänomenen. Durch die gewaltige Sturmflut, welche sich am 13. November 1872 an den Küsten der deutschen Meere ereignete, wurde das Wasser der Trave am Lübecker Pegel bis zu einer Höhe von 3·38 *m* hinaufgetrieben, während in dem ganzen Zeitraume von 1625 bis 1872 dort keine Sturmflut höher als bis zu 2 *m* hinan gereicht hatte.

Wir haben bisher die fortschreitenden Wellen betrachtet, deren Form über die Wasseroberfläche nach einer bestimmten Richtung schrittweise fortrückt, also den Ort verändert. Es gibt aber auch sogenannte stehende Wellen, welche ihren Ort nicht verändern, sondern deren Wellenberge an ihrem Platz durch senkrechtes Niedersinken in Thäler, deren Thäler durch senkrechtes Aufsteigen in Berge sich verwandeln. Dieselben entstehen in engen Meeres- oder Seebecken, wenn sich zwei entgegengesetzte Wellen, eine frei fortschreitende und eine vom Ufer reflectierte, begegnen. Die Bewegung des Wassers ist dabei eine gleiche wie die stehende Schwingung der Lufttheilchen in einer angeblasenen Orgelpfeife. Man hat diese schwingende Bewegung des Wassers zuerst auf dem Genfer See beobachtet, dessen Niveau sich langsam während 30 bis 40 Minuten zu einer variablen Höhe von etlichen Centimetern bis zu ebensovielen Decimetern hebt, dann wieder allmählich um den gleichen Betrag sich senkt. Diese Schwankungen dauern eine längere oder kürzere Zeit fort, ohne dass in den am Orte selbst herrschenden Wind- und Witterungsverhältnissen ihre Ursache gefunden werden könnte, wiewohl man beobachtet hat, dass die Bewegung bei ruhiger Atmosphäre sehr gering, bei niedrigem und sehr veränderlichem Luftdruck hingegen viel größer ist. Forel hat nun nachgewiesen, dass die gleiche Bewegung des Seespiegels auf den anderen Schweizer Seen ebenfalls stattfindet, wie sie nach Ratzels Beschreibung auch auf den canadischen Seen auftritt. Am Genfer See heißt diese Erscheinung „Seiche", am Bodensee „Ruhß". Der Genfer Localname wird jetzt allgemein für diese Art der Wellenbewegung gebraucht, die man in analoger Weise auch auf dem Meere bei Malta und im Euripus zwischen Hellas und der Insel Euböa beobachtet hat.

Außer der Wellenbewegung muss noch eine zweite Art der Bewegung des Meeres Gegenstand unserer Aufmerksamkeit bilden, die Strombewegung. Mächtige Meeresströme durchkreuzen den Ocean und führen ungeheure Wassermassen tausende von Kilometern weit; in deutlich abgegrenzten Wasserbetten strömen im Ocean Fluten, die in Bezug auf Wassermenge und Ausdehnung die größten und wasserreichsten Flüsse des Festlandes weit hinter sich lassen. Ihre Betrachtung gehört in die Meteorologie sowohl wegen der Ursache ihrer Entstehung, als auch wegen ihrer klimatischen Bedeutung. Denn die wichtigste Ursache für das Entstehen von Strömungen im Meere ist der Wind, und ihre klimatische Bedeutung liegt darin, dass sie vorzugsweise die eigenthümliche Vertheilung der Temperatur an der Oberfläche des Meeres bedingen. Von letzterer haben wir bereits oben gehandelt (vgl. S. 80) und wollen daher hier nur in Kürze den Lauf der wichtigsten Meeresströme beschreiben, damit auch eine gedrängte Erklärung dieser Verhältnisse nach dem heutigen Stande der Erkenntnis verbindend.

Die Karte XI gibt uns ein Bild der wichtigsten Meeresströmungen. Auf derselben finden wir warme und kalte Strömungen unterschieden. Analog der Benennung der Winde werden die warmen als äquatoriale, die kalten als polare Strömungen bezeichnet. Dazu ist allerdings zu bemerken, dass die Worte „warm" und „kalt" zumeist nur eine beschränkte und relative Bedeutung haben, etwa so wie man auch zwischen kalten und warmen Quellen unterscheidet. Die

warmen Strömungen haben wegen ihres größeren Salzgehaltes eine mehr oder weniger intensiv blaue Farbe, während die kalten Ströme grün sind. Ferner muss noch im Auge behalten werden, dass jeder Äquatorialströmung von West nach Ost eine Äquatorialgegenströmung von Ost nach West zur Seite steht.

Im Atlantischen Ocean läuft der Äquatorialstrom vom Guineabusen längs des Äquators nach Westen. An der Ostecke Südamerikas theilt derselbe sich in zwei Arme, deren einer auf der südlichen Hemisphäre unter dem Namen des brasilianischen Stromes an der Ostküste Südamerikas entlang nach Südwest geht, während der andere auf der nördlichen Halbkugel an der Mündung des Amazonas vorbei nach Nordwest sich wendet. An der Küste von Guyana findet eine weitere Theilung statt, indem ein Zweig der Strömung in das Karibische Meer eindringt, von wo er in den Busen von Mexiko gelangt, wogegen der andere Zweig außerhalb der Antillen nordwestwärts geht, sodann nördlich und schließlich nach Nordost umbiegt. Die früher herrschende Ansicht, dass alles Wasser der warmen nordatlantischen Strömung dem mexikanischen Golfe entströme, ist durch die von O. Krümmel bearbeiteten Beobachtungen der „Challenger"-Expedition vollständig widerlegt worden; es steht nun außer Zweifel, dass die Hauptmasse jenes Wassers von der nördlichen Äquatorialströmung an der Außenseite der Antillenkette herkommt. Mit diesem Strome vereinigt sich die aus dem Golf von Mexiko hervorbrechende intensive und sehr warme Floridaströmung, und beide vereint bilden nun den berühmten Golfstrom. Dieser läuft zuerst längs der nordamerikanischen Ostküste, dreht sich aber, immer breiter werdend, nach und nach zur Rechten, so dass er unter 40° nördl. Br. die Ostrichtung gewinnt, und vollendet den großen Kreislauf, indem er zwischen den Açoren und Spanien wieder südwärts (als Rennellströmung) in den Äquatorialstrom zurückfließt. Doch lösen sich vom Golfstrome verschiedene Zweige ab, welche in hohe nördliche Breiten gelangen. Ein großer Arm ergießt sich zwischen Island auf der einen, Großbritannien und Skandinavien auf der anderen Seite in das nördliche Eismeer, wo er sich wieder theilend ebensowohl nördlich bis zur Westküste Spitzbergens, wie östlich bis Nowaja-Semlja zu verfolgen ist. Ein minder starker Arm geht weit in die Davisstraße hinein, die Westküste Grönlands begleitend.

Die Temperatur des Golfstromes beträgt im Jahresmittel in der Floridastraße (25° nördl. Br.) 27° C., bei Charleston (32° Br.) 26°, bei Cap Hatteras (35° Br.) 24°, südöstlich von Nantucket (40° Br.) 22°, südlich von Neuschottland (43° Br.) 20·4° C. Sie bleibt auch noch in hohen Breiten selbst in der Mitte des Winters eine relativ sehr hohe. So beträgt sie im Jänner in 48° Br. noch 11° C., bei den Shetlandinseln (60° Br.) 7°, unter 71° Br. an Norwegens Küste 3° C. Nach Crolls Berechnung führt der Golfstrom täglich aus den Äquatorialgegenden eine Wärmemenge hinweg, welche als mechanisches Äquivalent die gigantische Zahl von 154,959.300,000.000 Fußpfund haben würde. Seine Wärme würde hinreichen, einen Strom geschmolzenen Eisens zu erzeugen, der dem gewaltigen Mississippi gleichkäme. Daraus läßt sich leicht ersehen, dass der Golfstrom, obgleich er sich über ungeheure Räume im Westen und Norden Europas ausbreitet, einen hervorragenden Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse der von ihm bespülten Küsten unseres Erdtheiles nehmen muss. Der Wärme seiner Gewässer ist es zu danken, dass das Meer um die Faröer und die Shetlandinseln niemals im Winter gefriert, dass Großbritannien wie in einem ungeheuren Dampfbade sich in Nebel hüllt, und dass die Myrte an den Küsten Irlands, dieser „Smaragdinsel des Meeres", gedeiht, unter derselben Breite, unter welcher sich Labrador in Schnee und Eis hüllt. Auf dem grünen „Erin", dieser in so vieler Hinsicht bevor-

zugten Insel, erfreuen sich die Westküsten, die der Golfstrom zuerst berührt, nachdem er den Atlantischen Ocean überschritten, einer um 2° höheren Temperatur als die Ostküsten. Trotz der sehr ungleichen Wirkung der Sonne ist es in Irland unter dem 52. Breitengrade durchschnittlich ebenso warm wie in den Vereinigten Staaten unter dem 38. Breitengrade, also um mehr als 1650 *km* näher dem Äquator. Während Labrador ein ödes, unglückliches Land ist, wo, wie die ersten Entdecker sich ausdrückten, nichts zu holen ist, wird an der norwegischen Küste, 10 bis 15° dem Pole näher, noch lebhafter Ackerbau betrieben. Weizen baut man daselbst bis unter 64° nördl. Br., Gerste bis unter 70°; und unter $70^2/_3$° Br. liegt noch das betriebsame Städtchen Hammerfest.

An drei Stellen trifft der Golfstrom mit kalten Polarströmen zusammen. Eine dieser Stellen gehört bereits dem Eismeere an, eine zweite liegt zwischen Island und Grönland, eine dritte östlich von Neufundland. Der bedeutendste dieser Ströme ist die Labradorströmung, welche aus der Baffinsbai kommt und durch zahlreiche Zuflüsse aus dem arktischen Archipel von Nordamerika verstärkt wird. Sie begegnet dem Floridastrom bei Neufundland und drängt sich jetzt zwischen die Meeresküste und den warmen Golfstrom hinein, macht sich bis über Südkarolina hinaus geltend und verwandelt sich nach und nach, unter die warme Strömung untertauchend, aus einem Oberstrome in einen Unterstrom. Die Ostseite der Union wird in ihren Temperaturverhältnissen im Winter durch diese Strömung wesentlich herabgestimmt. Ob der sogenannte „kalte Wall" („cold wall") an derselben Küste, der bis zu den Tortugasinseln den Nordsaum des Floridastromes umgeben soll, auf die Labradorströmung zurückzuführen sei, erscheint nach Bartletts Angaben zweifelhaft, da nach diesen nämlich der kalte Wall nichts Dauerndes und noch dazu nicht um so viel kälter als der Golfstrom ist, dass man wirklich an eindringendes arktisches Wasser zu denken gezwungen wäre. Der zweite Polarstrom ist die ostgrönländische Strömung, welche die Ostküste Grönlands begleitet, am Cap Farewell aber nach Norden umbiegt. Wir sehen, dass auch die so verschiedenen klimatischen Verhältnisse der beiden Grönlandküsten durch die verschiedenen Meeresströmungen bedingt sind. Eine dritte arktische Strömung begegnet dem Golfstrome im Sommer bei der Bäreninsel.

Im südlichen Theile des Atlantischen Oceans ist uns schon die brasilianische Strömung bekannt, welche sich von 6 bis 40° südl. Br. dahinzieht. Dann aber springt sie in scharfem Winkel nach Ost und Nordost ab, nach dem Cap der guten Hoffnung hinüberlenkend. Aus dem Großen Ocean kommt um das Südende Südamerikas herum die kalte Cap Hoorntrift, welche durch die Falklandsinseln in zwei Arme getheilt wird. Der eine derselben, die Falklandsströmung, geht nordwärts und drängt ganz ähnlich, wie es die Labradorströmung beim Golfstrome macht, die brasilianische Strömung vom Festlande ab. Der zweite Arm begleitet als Westwindtrift den südlichen warmen Strom bis Afrika, drängt ihn dort von der Küste weg und begleitet die letztere als Benguelastrom bis über die Congomündung, wendet sich bei der Insel St. Thomé westlich und ist bis zur Insel St. Paul als erkaltender Factor zu verspüren.

Die Strömungsverhältnisse des Mittelmeeres sind von denjenigen des Atlantischen Oceans bis zu einem gewissen Grade abhängig. Von letzterem geht nämlich eine Strömung durch die Straße von Gibraltar herein und lässt sich die ganze nordafrikanische und syrische Küste entlang, sowie an Kleinasiens Südküste verfolgen. An den nördlichen Gestaden des Mittelmeeres kehrt sie im allgemeinen nach Westen zurück, wobei jedoch die Nebenmeere, wie z. B. die Adria, ihre eigenen Strömungen zeigen.

Der Große Ocean ist durch seine gewaltige Äquatorialströmung ausgezeichnet, welche in einer beiläufigen Breite von 50 Graden und mit ziemlich gleicher Vertheilung zu beiden Seiten des Äquators sich nach Westen bewegt. Ein Äquatorialgegenstrom, nördlich vom Äquator in entgegengesetzter Richtung laufend, theilt erstere in zwei parallele Streifen. Die Inselschwärme Polynesiens bringen Theilungen, Zerreißungen und Localströmungen von verschiedenem Charakter zuwege. Der südliche Äquatorialstrom spaltet sich mit der Annäherung an die Küste Australiens; ein Zweig geht nordwestlich zur Torresstraße, der andere begleitet die Küste als ostaustralische Strömung südwärts, wendet sich dann östlich gegen Neuseeland: jenseits dieser Doppelinsel kehrt er sich als warme Westwindtrift gegen Südamerikas Westküste, erreicht aber dieselbe nicht unmittelbar, da die südlich mit ihm parallel verlaufende kalte Westwindtrift ihn von der Küste abdrängt und als Perustrom nordwärts geht, um bei den Galapagosinseln nach West umzubiegen und dann in äquatorialer Breite unter den Äquatorialgegenstrom unterzutauchen. Der Einfluss des Perustromes auf das Klima der Küstengegenden Südamerikas ist sehr bedeutend, indem er die glühende Hitze der zum Theil regenlosen Gestade mildert. Wie wir in der südlichen Hälfte des Pacifischen Oceans einen geschlossenen Kreislauf der warmen Strömung erkennen, so auch in der nördlichen Hälfte. Der nördliche Äquatorialstrom biegt vor den Philippinen nach Norden, bei Formosa nach Nordosten und geht in dieser Richtung als Kuro Schio (d. i. schwarzer Strom, wegen seiner tiefblauen Farbe von den Japanern so genannt) die südlichen japanischen Inseln entlang. Als Westwindtrift durchquert er dann zwischen 40° und 47° nördl. Br. in östlicher Richtung den Ocean, wird durch die Westküste Nordamerikas nach Südost gelenkt, hier californischer Strom genannt, und kehrt schließlich in den nördlichen Äquatorialstrom zurück. Der Kuro Schio, welcher Tokio gegenüber eine mittlere Temperatur von 24° C. hat, nimmt auf das Klima Japans einen ähnlichen Einfluss wie der Golfstrom auf das Klima Nordwesteuropas. Den Jänner-Isothermen in ihrem Verlaufe über Nippon verleiht er eine beträchtliche Erhebung gegen Norden; auch der Mangel an Eis in der Japanischen See zwischen Nippon und Korea zur Winterszeit ist seinem Einflusse zuzuschreiben, während der in gleicher Breite gelegene Golf von Petschili wenigstens zum Theile regelmäßig zugefriert. Die Nordgrenze des Kuro Schio bildet die kalte und tiefe Beringsströmung; der Ort des Zusammentreffens beider Ströme ist durch permanente und dichte Nebel bezeichnet. Die Beringsströmung scheint nicht aus dem Eismeere zu stammen, sondern dem Beringsmeere eigenthümlich zu sein; durch die seichte Beringsstraße kommt keine Polarströmung heraus, vielmehr wird dieselbe von einer warmen Strömung als Weg ins Eismeer benutzt. Kalte Ströme, der Kamtschatkastrom und der Kurilenstrom, durchfurchen auch das Meer längs beider Ränder der Halbinsel Kamtschatka und auch die mandschurische Küste, bis hinab nach Korea, ist von einem solchen Strome umsäumt.

Im Indischen Ocean finden wir eine Äquatorialströmung südlich vom Äquator, und nördlich von derselben eine Äquatorialgegenströmung. Erstere spaltet sich vor der Nordecke Madagaskars, so dass von da zwei Strömungen nach Südwest gehen, der Agulhasstrom an der Ostküste Südafrikas bis über die Küste des Caplandes in den Atlantischen Ocean hinüber, und der Madagaskarstrom an der Ostseite der großen Insel, der dann nördlich vom 40. Parallel nach Osten geht bis gegen Australiens Westküste, von welcher er aber durch die kalte Westaustralströmung abgelenkt wird. Im nördlichen Theile des Indischen Oceans bestehen in den beiden Halbjahren zwei einander entgegengesetzte warme Strömungen, die auffällig unter dem Einflusse der hier herrschenden Monsune stehen, im Sommer

die Südwestmonsuntrift, im Winter die Nordostmonsuntrift, deren specieller Verlauf durch die Küstenconfiguration im Bengalischen und Arabischen Meere modificiert wird.

Überhaupt drängt sich bei einem Vergleiche der Karte der Meeresströmungen mit einer Windkarte dem aufmerksamen Beobachter alsbald die Überzeugung auf, dass beide Phänomene miteinander in Zusammenhang stehen müssen. Dass die Winde das Wasser nicht bloß in Schwingung versetzen, sondern auch in ihrer Richtung fortbewegen, ist eine tägliche Erfahrung der Seefahrer, und man hat auch von jeher unregelmäßige oberflächliche Meeresströmungen als durch die Winde hervorgerufen angesehen. Ganz zutreffend sagte Kant: „Wenn lang anhaltende Winde nach einem Striche gehen, so bewegen sich auch die Ströme, die durch sie verursacht werden, nach einem Striche." Rennell, John Herschel, Croll, Laughton huldigten in England der sogenannten Trifttheorie, der sie jedoch eine allzu beschränkte Geltung anwiesen. Denn lange unterschied man zwischen den durch die Winde erzeugten oberflächlichen Triftströmungen (drift-currents) und den tiefgehenden eigentlichen Meeresströmen (stream-currents), welche letztere man aus den Temperaturgegensätzen zwischen Pol und Äquator, aus der Verschiedenheit des specifischen Gewichtes u. dgl. zu erklären suchte. Diese Unterscheidung muss man jetzt, nachdem die Adhäsionstheorie zu allgemeiner Anerkennung gelangt ist, fallen lassen.

Wenn man auch schon lange zugeben musste, dass die bewegte Luft durch ihre Adhäsion an das Wasser dieses letztere mit sich fortzuziehen vermöge, so konnte man doch mit den hergebrachten Anschauungen nicht zusammenreimen, dass ein solcher Anstoß von außen auch noch in größerer Tiefe eine nachhaltige Wirkung sollte hervorbringen können. Erst durch ihre Verbindung mit der Lehre von der inneren Flüssigkeitsreibung erhielt die Adhäsionstheorie ihre beste Stütze. Die Ergebnisse der in dieser Hinsicht bahnbrechenden Untersuchungen von K. Zöppritz hat A. Supan kurz und sehr klar folgendermaßen zusammengefasst.

„Wenn sich die oberste Wasserschicht aus irgend einem Grunde mit gegebener Geschwindigkeit in ihrer eigener Ebene fortbewegt, so erhält die zweite Schicht infolge ihres molecularen Zusammenhanges mit der obersten einen Antrieb zur Bewegung in gleicher Richtung, und ihre Geschwindigkeit muss sich der ersten Schicht immer mehr nähern, wenn die gleichförmige Bewegung fortdauert. In gleicher Weise pflanzt sich die Bewegung bei genügend langer Dauer auf die dritte, dann auf die vierte Schicht fort und endlich bis zum Boden. In einem 4000 *m* tiefen Ocean wird unter der Voraussetzung, dass der Wind an der Oberfläche mit constanter Richtung und Geschwindigkeit weht, die Schicht in 100 *m* Tiefe in 41 Jahren ein Zehntel und in 239 Jahren die halbe Oberflächengeschwindigkeit erreichen. In circa 200.000 Jahren wird der stationäre Zustand hergestellt sein, in welchem die Geschwindigkeit von der Oberfläche bis zum Boden proportional der Tiefe abnimmt.

In Wirklichkeit bleibt sich aber weder die Richtung noch die Geschwindigkeit des Windes immer gleich. Aber auch die Veränderungen pflanzen sich nur mit großer Langsamkeit nach der Tiefe fort, so dass rasch vorübergehende nur die obersten Schichten beeinflussen. Die tieferen Schichten werden dagegen im Laufe der Zeit eine Bewegung in der Richtung der vorherrschenden Winde annehmen, und ihre Geschwindigkeit wird durch die mittlere Geschwindigkeit an der Oberfläche bestimmt.

Die Meeresströmungen der Gegenwart sind also ein Product aller Winde, die seit ungezählten Jahrtausenden über die betreffenden Gegenden des Oceans

hinweggestrichen sind. Die große anticyclonische Luftbewegung um die subtropischen Barometermaxima ruft einen gleichen Wirbel von Meeresströmen hervor. Die kalten meridionalen Ströme an den Westküsten und die Äquatorialströme folgen den Passaten, und der rückläufige Passat erzeugt auch eine rückläufige Wasserbewegung. Von den Äquatorialströmungen sind die südlichen constanter und geschwinder wie der südliche Passat, und dringen mit diesem in die nördliche Hemisphäre ein. Die östlichen Strömungen der höheren Breiten entsprechen der vorherrschend westlichen Windrichtung, und die arktischen Strömungen, soweit wir sie kennen, den nördlichen und nordwestlichen Winden."

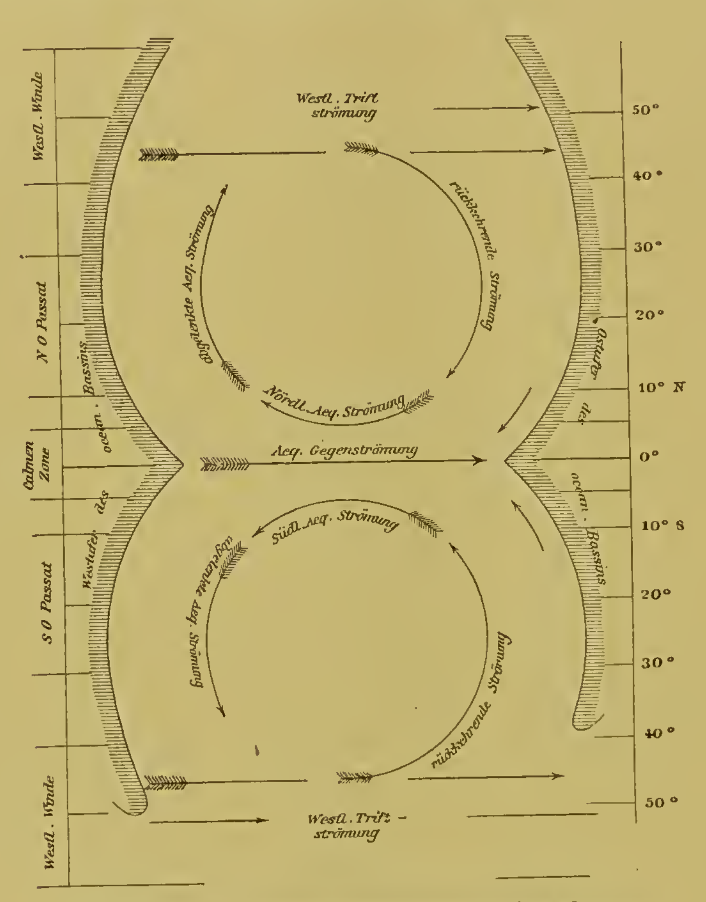


Diagramm der Oberflächenströmungen der Oceane.

Die Meeresströme sind an feste Ufer gebunden und ihre ursprüngliche Anordnung wird durch die Gestalt der Küsten wesentlich modificiert. Wenn zwei Ströme, wie z. B. die beiden Äquatorialströme im Großen Ocean, eine ihnen entgegentretende Festlandküste oder Inselmasse treffen, werden sie sich in je zwei Ströme theilen. Während nun die beiden äußeren der so entstandenen Theilströme ihren Weg der Küste entlang fortsetzen, vereinigen sich die beiden inneren Theilströme zur Gegenströmung, welche sich in einer der ursprünglichen Richtung entgegengesetzten Richtung bewegt, wie uns die Äquatorialgegenströmung im Großen Ocean zeigt. Wild hat die Oberflächenströmungen der oceanischen Becken zu beiden Seiten des Äquators in der hier beigefügten Zeichnung schematisch zur Darstellung gebracht.

Wenn wir nun den Winden die größte Rolle bei der Erzeugung der Meeresströmungen zuzusprechen genöthigt sind, so gibt es doch auch Strömungen, allerdings mehr localer Natur, welche durch Unterschiede des specifischen Gewichtes in den Meeren hervorgerufen werden. Stehen zwei Meeresbecken miteinander in Verbindung, deren Salzgehalt verschieden ist, so können die Wassermassen derselben nicht im Gleichgewicht sein. Das schwerere salzhaltigere Wasser dringt als Unterstrom in das Meeresbecken mit geringerem Salzgehalt ein, und eine Oberflächenströmung führt umgekehrt das leichtere süßere Wasser aus letzterem in das erstere zurück. Dies ist der Fall bei der Ostsee und beim Schwarzen Meere, welche weniger salzhaltig sind als die Nordsee und das Ägäische Meer. Auch durch die Gezeiten oder durch Flüsse können Strömungen erzeugt werden.

So kommt man zum Schlusse zu folgendem System der Meeresströmungen (nach Supan):

I. Meeresströmungen, durch Winde erzeugt.

1. Passatströmungen, bestehend aus drei Gliedern: a) Kalte Strömungen an den Ostküsten; b) Äquatorialströmungen; c) Strömungen des rückläufigen Passates.
2. Ausläufer der Passatströmungen: a) Warme Ströme an den Westküsten der Oceane; b) äquatoriale Gegenströme.
3. Die Monsunströmungen des Nordindischen Oceans und der Chinasee, offenbar nur Oberflächenströmungen.
4. Die östlichen Strömungen mittlerer und höherer Breiten.
5. Polarströmungen.

II. Meeresströmungen, durch andere Ursachen erzeugt.

Die klimatischen Wirkungen der Meeresströme wurden schon oben mehrmals gestreift. Hier möge dieser Einfluss in zusammenhängender Übersicht nach J. Hann kurze Darstellung finden. Der tropische und subtropische Kreislauf, der im Atlantischen und Großen Ocean zu beiden Seiten des Äquators entwickelt ist, bewirkt eine höhere Temperatur der Ostküsten in tropischen und subtropischen Breiten gegenüber den Westküsten, gegen den Äquator hin anfangs wachsende negative Temperaturanomalie der Westküsten, welche unter dem Einflusse der kühlen, von höheren Breiten kommenden rücklaufenden Strömung stehen. So sind am Atlantischen Ocean die nordafrikanische Westküste (die Küste von Marokko), in besonders hohem Grade aber die südafrikanische Westküste abnorm kühl, am Pacifischen Ocean gleicherweise die californische Küste, und in sehr hohem Grade die nordchilenische und peruanische Küste. Hier sei bemerkt, dass die Gestalt der Küste die Abkühlung fördert oder vermindert; wo die Küste nach dem Äquator hin vorspringt, wie dies in Südafrika und Südamerika der Fall ist, legt sich die kühle Strömung hart an die Küste an, umgekehrt verhält es sich mit der mexikanischen und mittelamerikanischen Küste. Nur die eigentliche Äquatorialregion, die sogenannte Calmenzone, nimmt an dieser Abkühlung nicht mehr theil, es herrscht hier auch die rücklaufende Äquatorialströmung, welche warmes Wasser führt. Die Westküsten der Continente werden durch die kühlen Strömungen, die hier in den Äquatorialstrom einmünden, abgekühlt, die Ostküsten dagegen sind relativ warm, weil das dieselben berührende Wasser, unter der Wirkung der tropischen Sonne fortfließend, sich schon erwärmt hat.

In den höheren Breiten nördlich vom 40. Breitengrade wirken an den Westküsten Luft- und Meeresströmungen vereint darauf hin, die Temperatur zu erhöhen,

namentlich im Winter, wie denn überhaupt eine hohe Meerestemperatur auf die Temperatur des Landes nur dann Einfluss haben kann, wenn die vorherrschende Windrichtung vom Meer auf das Land gerichtet ist. Daher kann auch an den Ostküsten die Wärme des bis gegen 40° hinauf ganz nahe den Küsten entlang fließenden Zweiges der Äquatorialströmung dem Lande im Winter nicht zugute kommen, weil der vorherrschende Wind vom Lande auf das Meer hinaus weht. Jenseits von 40° nördl. Br., wo die warme Strömung nach Nordost und Ost umbiegt und sich von der Küste entfernt, finden sich an den Ostküsten kalte, im Atlantischen Ocean eisführende Meeresströmungen, welche die Temperatur im Sommer bedeutend erniedrigen.

Die hohe Temperatur des Nordatlantischen Oceans erklärt sich durch die Configuration der Continente und die größere Mächtigkeit und Beständigkeit des Südostpassates gegenüber dem Nordostpassat. Infolgedessen ergießt die gewaltige Golfströmung ihre warmen Wassermassen in den nördlich von 40° stark verengten Nordatlantischen Ocean, wo deshalb eine Anhäufung warmen Wassers platzgreift, die anderswo ohne Beispiel ist. Je wärmer nun das nördliche Meeresbecken, desto tiefer das barometrische Minimum, das sich im Winter (ja während des größeren Theiles des Jahres) über demselben bildet, desto heftiger und beständiger die West- und Südwestwinde, die das warme Wasser auf der Westseite in die höheren Breiten hinaufführen. Deshalb genießt Nordwesteuropa das mildeste Winterklima, das sich unter gleichen Breiten findet, und überhaupt die höchsten Mitteltemperaturen derselben. Es wirken also viele Momente zusammen, um der Westküste Nordeuropas jene außerordentliche klimatische Begünstigung zukommen zu lassen.

Die niedrige Temperatur der südlichen Oceane in höheren Breiten wird zunächst dadurch hervorgerufen, dass der Südostpassat einen breiteren Gürtel einnimmt als der Nordostpassat und auch beständiger und stärker weht. Aus diesem Grunde ist die südliche Äquatorialströmung stärker als die nördliche; sie bedarf daher auch eines stärkeren Zuflusses und es wird deshalb das Wasser längs der tropischen Westküsten aus höheren Breiten heraufgezogen, um in die Äquatorialströmung einzumünden. Es folgt dabei den an der Ostseite des subtropischen Barometermaximums herrschenden Winden, und es wird so leicht erklärlich, auf welche Weise dieser Kreislauf in Gang kommt. Die an den Westseiten von Südamerika und Südafrika in niedrigeren Breiten fließenden kühlen Meeresströmungen werden deshalb ganz unpassend antarktische Strömungen genannt, sie haben mit eigentlichen Polarströmungen nur die Richtung, nicht aber die Herkunft gemein. Nun ist aber auch zu beachten, dass die Continente im Süden gegen die höheren Breiten sich verschmälern und die Meeresbecken sich verbreitern, so dass die geringere warme Wassermenge der Äquatorialströmung über die ungeheuren Flächen der südlichen Oceane sich ausbreitet. Dazu kommt noch, dass im Süden die abkühlenden Wirkungen polarer Wasser- und Eiszuflüsse keinerlei Einschränkung erfahren, während die nördlichen Meeresbecken gegen das Wasser der Eismeere theilweise oder fast völlig abgeschlossen sind.

Alle diese Momente sind sehr wichtig, wenn man von einem allgemeinen Gesichtspunkte aus das Klima der nördlichen Hemisphäre mit dem der südlichen in Vergleich ziehen will.

Die Meeresströmungen üben aber nicht bloß einen klimatischen Einfluss hinsichtlich der Temperaturverhältnisse, sondern auch einen solchen auf die Vertheilung der Niederschläge aus. Obwohl nun von den letzteren erst in der Folge gehandelt werden soll, so wollen wir doch des Zusammenhanges halber auch diesen Einfluss der Strömungen hier kurz erörtern. Warme Meeresströmungen müssen die atmo-

sphärischen Niederschläge an den benachbarten Küsten erhöhen, indem die Luft über ihnen bei höherer Temperatur mit Dampf gesättigt ist, als dies der geographischen Breite ihrer jeweiligen Umgebung entspricht. Kühle Meeresströmungen hingegen werden in ihrer Umgebung die Niederschläge vermindern, da die feuchte Luft über ihnen eine Temperatur hat, welche niedriger ist, als sie der Breite entspricht. Die Luft erwärmt und entfernt sich also vom Sättigungspunkte. Dazu kommt, dass diese kühlen Strömungen auch von Winden begleitet sind, die von höheren in niedrigere Breiten wehen, also gleichfalls die Tendenz haben, die Niederschläge eher aufzulösen, als sie zu veranlassen. In der That bewirken die kühlen Meeresströmungen im tropischen und subtropischen Gebiet an den von ihnen bespülten Festlandsküsten eine auffallende Regenarmut. Am größten ist diese an den Westküsten von Südafrika und Südamerika, welche auch von den mächtigsten dieser kühlen Strömungen bespült werden. Die Westküste von Südamerika wird von der Stelle an, wo die westliche Triftströmung nach Norden umbiegend in niedrigere Breiten fließt, immer regenärmer bis zur völligen Regenlosigkeit an dem nördlichen Theile der chilenischen Küste und an der Küste von Peru. Die Regenlosigkeit hört erst auf, wo der kalte Strom die Küste verlässt. Ganz analog sind die Verhältnisse an der Westküste von Südafrika. Auch die Küste von Californien und die Westküste von Nordafrika neigen zur Regenarmut, soweit die kühle Strömung sie begleitet. Umgekehrt finden wir an den Küsten, welche von warmen Meeresströmungen berührt werden, sehr reichliche Niederschläge, umsomehr, als zugleich die Winde, wenigstens in der warmen Jahreszeit, ebenfalls aus niedrigen in höhere Breiten wehen. Vom Äquator bis in die gemäßigte Zone hinein empfangen die Ostküsten der Continente reichliche Niederschläge, so die Ostküsten von Australien, Südafrika, Südamerika, Nordamerika und Ostasien. Die Nähe eines warmen Meeres vermehrt die Niederschläge, da die bei hoher Temperatur mit Dampf nahezu gesättigte Luft häufig Veranlassung zur Abkühlung und zur Condensation ihres Wasserdampfes findet. Wo in höheren Breiten eine warme Strömung die Küsten bespült und der Temperaturgegensatz zwischen Meer und Festland sich vom Winter zum Sommer umkehrt, entsteht eine Tendenz zu vorwiegenden Winterniederschlägen, weil im Winter die warme Meerluft über dem kalten Lande sich stark abkühlt; im Sommer dagegen, wo das Land wärmer ist als das Meer, werden die Niederschläge seltener und weniger reichlich. Dies ist der Fall an der Nordwestküste von Europa und der Westküste von Nordamerika, wo freilich das Vorherrschen der Südwest- und Westwinde im gleichen Sinne mitwirkt.

Durch ihre Einwirkung auf die klimatischen Verhältnisse üben die Meeresströmungen begreiflicherweise auch einen mächtigen Einfluss auf die Flora und Fauna ganzer Länder aus, wie schon oben angedeutet wurde. Im Meere selbst hängt die Verbreitung der Thiere vielfach von den warmen und kalten Strömen ab. Die Cetaceen, Fische und andere Bewohner der heißen Zone gehen mit dem Golfstrom, ohne eine Veränderung der Heimat zu merken, und gelangen auf ihrer Wanderung oft bis zu den Açoren und zu den Küsten Islands; Vögel des Südens ziehen in der über dem Strome befindlichen erwärmten Luftschicht weit nach Norden. Die Thiere der nordischen Meere dagegen werden in ihrem kalten Wasser wie in einem Gefängnis festgehalten und die großen Bartenwale schrecken vor dem Golfstrom, wie Maury sagt, wie vor einem Flammenmeere zurück.

Aber auch auf die Menschheit macht sich dieser Einfluss der Meeresströmungen geltend. Es ist nicht zu viel behauptet, wenn man sagt, dass Europas Culturentwickelung, insoferne dieselbe durch die Temperaturverhältnisse unseres Erdtheiles mitbedingt wird, vom Golfstrom abhängt.

Schwimmende Gegenstände werden durch die Strömungen oft Tausende von Kilometern weit getrieben. So führen polare Strömungen die Eismassen des Arktischen und Antarktischen Meeres als Treibeis den wärmeren Breiten zu, wo dieses dann rasch schmilzt (vgl. S. 82). Von großer Wichtigkeit für den Menschen ist das durch die äquatorialen Strömungen in hohe Breiten gelangende Treibholz. Außerordentlich häufig gelangen solche Holzmassen amerikanischen Ursprunges mittels des Golfstromes an die West- und Nordküste von Island, sowie an die norwegischen Küsten, ja an die Westküste von Grönland. Selbst an Spitzbergens Küste hat man Pflanzentheile aus Westindien gefunden, die Hauptmassen des dortigen Treibholzes entstammen aber theils den Lofoten, theils Sibirien, welch letztere aus dem Ob, Jenissei oder der Lena ins Eismeer und von einer polaren Strömung bis nach Spitzbergen getragen werden. Der Kuro Schio bringt den Bewohnern der Aleuten und Alaschkas Kampferbäume und andere wohlriechende Hölzer des Südens als Brennmaterial. Auch Samen machen mit den Meeresströmen weite Reisen und es sind auf diese Weise die Verbreitungsgebiete vieler Pflanzen wesentlich erweitert worden. So fanden Samen, die durch den Golfstrom aus der neuen Welt herbeigeführt wurden, an den Gestaden der Açoren einen günstigen Boden; die Vegetation auf den in steter Bildung begriffenen Koralleninseln im Stillen Ocean ist größtentheils nur durch die Strömungen zu erklären. Ferner werden häufig Erzeugnisse des menschlichen Fleißes, Leichname u. s. w. von den Strömungen an das Land gespült. Derartige Funde an den açorischen Küsten bestärkten Columbus in seiner Idee, auf westlicher Fahrt den Weg nach Indien zu suchen. So spielen die Meeresströmungen zum Theil im Verein mit den regelmäßigen Winden ihre Rolle in der Entdeckungsgeschichte. Cabral, der 1500 eine Flotte um das Cap der guten Hoffnung nach Ostindien führen sollte, wurde vor Afrikas Westküste verschlagen, durch die Strömung und den Passat westwärts getrieben und entdeckte so Brasilien. Zahlreiche Überlieferungen berichten, dass japanische Schiffer wider ihren Willen von der Meeresströmung an die amerikanischen Küsten entführt wurden.

Hierdurch werden wir aber auf die große Bedeutung der Strömungen für die Schiffahrt gelenkt. Der Spanier Antonio de Alaminos, welcher im Verein mit Ponce de Leon 1513 den Golfstrom auffand, erkannte auch bald die Bedeutung der Strömung für die Abkürzung der Reisen von Amerika nach Europa, und so wichtig ist dieser Strom im Meere für die Verbindung unseres Erdtheiles mit der neuen Welt, dass man behaupten darf, der Golfstrom habe einen unberechenbar großen Antheil an der raschen Cultivierung Nordamerikas. Bei der Fahrt von Amerika nach Europa ist die treibende Kraft des Golfstromes, der vor der Floridastraße $5^1/_2$ *km* in der Stunde, bisweilen aber 7 bis 8 *km* zurücklegt, von eminenter Wichtigkeit, und umgekehrt vermeidet der Seefahrer nach Möglichkeit die entgegenflutende Strömung, wenn er den Lauf nach Westen nimmt. Was den Einfluss dieses Stromes speciell auf die Entwickelung des Handels betrifft, so lässt sich jener am besten aus der Lage der großen Verkehrsmittelpunkte zu beiden Seiten des Atlantischen Oceans beurtheilen. Die Habana und New-Orleans, die zwei Hauptmärkte der Antillen und der Mississippistaaten, liegen gleichsam an der Quelle des Floridastromes; New-York liegt angesichts der Hauptumbiegung des Golfstromes, wo er sich gegen Europa hinwendet, und Liverpool endlich ist unter so vielen anderen bedeutenden Häfen, die der Golfstrom bei seiner Ankunft an den Küsten der alten Welt berührt, der am meisten in seinem Wege gelegene. Der kalte Perustrom an der Westküste Südamerikas, welcher täglich 20 bis 30 *km* läuft, begünstigt die Fahrt längs der Küste von Süd nach Nord außerordentlich und wird deshalb von den Seefahrern benutzt, während der umgekehrte Weg vom Äquator

nach der Magalhaensstraße infolge derselben Strömung ein sehr beschwerlicher ist, und Segelschiffe sogar selbst Monate gebrauchen, um gegen den Strom dieselbe Strecke zurückzulegen, die sie mit ihm in einigen Wochen durchliefen. Den Kuro Schio benutzten die Japaner bei ihrer Küstenschiffahrt seit vielen Jahrhunderten. Die Küstenströmung, welche vom Isthmus von Panama gegen die Küste Columbias gerichtet ist, dient manchen arbeitsscheuen Schiffern, um sie von den Häfen des Isthmus zu denen des Festlandes zu treiben. Gleichgiltig gegen die Zeit, lassen sie sich von den Wellen schaukeln, ohne sich nur die Mühe zu geben, die Segel zu spannen; langsamer als eine Schildkröte, höchstens um eine Seemeile in der Stunde, rückt ihr Fahrzeug vor, und nach einer acht- bis zehntägigen Fahrt erblicken sie endlich die Gestade Neugranadas. Sehr hinderlich werden die Strömungen der Schiffahrt aber namentlich dort, wo man ihnen nicht ausweichen kann, wie z. B. die kräftige Strömung, welche durch die Straße von Gibraltar aus dem Atlantischen Ocean in das Mittelmeer geht. Segelschiffe, welche die Fahrt hinaus in den offenen Ocean machen wollen, müssen oft tagelang vor der Straße kreuzen, bis endlich ein kräftiger, günstiger Wind sie die entgegenstrebende Strömung überwinden läſst.

So ist eine genaue Kenntnis der Meeresströme für den Seefahrer von außerordentlicher Wichtigkeit. In dieser Hinsicht hat sich der amerikanische Capitän Maury ungemein verdient gemacht, indem er, gestützt auf die Kenntnis der Meeresströmungen und der vorherrschenden Winde, wesentlich verkürzte Segelrouten in Vorschlag brachte. Nach den obigen Ausführungen ist es nämlich klar, daſs der schnellste Weg über das Meer in der Regel nicht der kürzeste der möglichen Wege oder die gerade Linie ist; man kommt vielmehr auf großen Umwegen, aber mit Benutzung von Meeresströmungen und günstigen Winden weit rascher zum Ziele, als wenn man, um die gerade Linie zu halten, gegen Strömung und Wind kreuzen muſs. Im großen ganzen herrschen, wie wir gesehen haben, in den tropischen Gegenden östliche, in den gemäßigten Zonen westliche Winde vor, und die Meeresströmungen, zumeist diesen Winden folgend, zeigen in den einzelnen Meeresbecken große Circulationen. So läſst sich der Schiffer, um rasch vorwärts zu kommen, von günstigen Luft- und Meeresströmungen in östlicher oder westlicher Richtung weithin treiben und wird erst in der Nähe seines Zieles deren Bett verlassen. Maury beschäftigte sich zuerst mit der Route von den Vereinigten Staaten nach dem Äquator, welche allen Schiffen gemeinsam ist, die von hier die Südsee oder den Indischen Ocean erreichen wollen. Die Fahrzeit, welche früher 41 Tage erforderte, wurde sofort auf 24, später auf 20 und endlich auf 18 Tage vermindert. Die Fahrt von der Ostküste Nordamerikas um das Cap Hoorn nach Californien erforderte früher 180 Tage; durch Maurys Vorschriften wurde diese Zeit zuerst auf 135, später durch weitere Verbesserungen auf 100 Tage zurückgeführt. Zwischen New-York und Gibraltar, sowie zwischen Japan und San Francisco nimmt man seinen Weg bei östlicher Fahrt nördlich, bei westlicher Fahrt südlich um die Regionen hohen Luftdruckes im Atlantischen und Stillen Ocean herum. Der Weg vom britischen Canal zum Cap der guten Hoffnung und weiter nach Ostindien oder Australien führt zuerst durch den Nordostpassat bis zum Calmengürtel des Äquators, welchen man gern an der amerikanischen Seite (wo er schmäler zu sein pflegt als an der afrikanischen) zu passieren sucht, so daſs man etwa zwischen 25° und 32° westl. L. v. Greenwich den Äquator überschreitet. Dann fährt man, weil es zu zeitraubend sein würde, gerade gegen den Südostpassat anzukreuzen, an der Küste Brasiliens hin nach Süden, und erst unter 40° südl. Br. wieder nach Osten, so daſs man auch hier das ganze Gebiet hohen Luft-

druckes im Südatlantischen Ocean umsegelt. Zur Weiterfahrt nach Ostindien oder der Sundastraße benützt man nun die herrschenden Westwinde — die sogenannten „braven Westwinde" — welche mit großer Beständigkeit in der Gegend von 40° südl. Br. und noch weiter nach Süden über dem ganzen Meere südlich von Afrika, Australien und Südamerika wehen. Erst wenn man ungefähr die Mitte zwischen Afrika und Australien erreicht hat, wendet man sich nach Norden, um den Südostpassat zu benutzen, der nun gute Dienste leisten wird, da er schräg von hinten in die Segel fällt und somit einen der günstigsten Segelwinde abgibt. Der Weg nach Australien ist durch die „braven Westwinde" von selbst vorgezeichnet. Zur Fahrt von England nach Australien, von Portsmouth nach Sydney, brauchte ein die alten Instructionen befolgendes Schiff nicht weniger als 125 Tage; die Rückkehr erforderte einen nahezu gleichen Zeitraum, so dass die ganze Reise ungefähr 250 Tage dauerte. Maury aber zeigte, wie vortheilhaft es wäre, aus der Reise nach Australien eine wahre Weltumsegelung zu machen, d. h. auf der Hinreise die oben angegebene Route zu verfolgen, die Rückfahrt dagegen um das Cap Hoorn anzutreten. Mit den braven Westwinden kommt man an letzterem vorbei und fährt nun an der Ostküste Südamerikas nordöstlich, wobei man auf dem letzten Stück den Südostpassat rechts zur Seite hat, und dann weiter wie in der Route von Ostindien nach Europa. Diese ganze Weltumsegelung erfordert nur 130 Tage und selbst weniger, statt der 250 Tage, welche früher zur Hin- und Rückfahrt nothwendig waren.

Ehe wir unsere Betrachtung der Luftströmungen und der durch dieselben hervorgerufenen Bewegungen des Wassers schließen, müssen wir noch der geologischen Bedeutung dieser Bewegungserscheinungen gedenken. Die Winde, die Wellenbewegung und die Meeresströmungen gehören nämlich auch zu denjenigen Factoren, welche fortwährend an der Umgestaltung der Erdoberfläche thätig sind.

Die umgestaltende Thätigkeit des Windes äußert sich theils direct, theils indirect. Geringer ist die erodierende Wirkung des Windes, indem er, worauf zuerst Czerny hinwies, in feinem trockenen Sandboden mittels des von ihm mitgerissenen Materiales Ritze und Schliffe erzeugt. Viel bedeutsamer ist seine Thätigkeit bei der Dünenbildung. Nach Muschketow hat man drei Arten von Dünen zu unterscheiden, Meeres-, Fluss- und Continentaldünen. Hier kommen zunächst die letzteren in Betracht, weil sie die eigentlichen Winddünen im engeren Sinne sind. In den Gegenden mit gemäßigtem feuchten Klima treten die Continentaldünen seltener auf und nehmen keine größeren Flächen ein. In Europa finden sie sich z. B. bei Fontainebleau in Frankreich, in Belgien und Holland, wo sie „campine" heißen, innerhalb Ungarns, in Rumänien und im Banat, ferner in Russisch-Polen und in Podlachien. Ihre Hauptentwickelung erreichen die Sanddünen in den Gegenden mit dem trockenen heißen Klima der Wüsten, wie in der Sahara, in Chan-chai, Turan, Arabien u. s. w. In diesen Continentalwüsten zeichnet sich die Atmosphäre durch eine außerordentliche Trockenheit, durch Mangel an Niederschlägen, durch die größten Amplituden der Temperatur und durch die heftigen Winde aus, welche die größte Stärke in der heißesten Jahreszeit erreichen und oft in Orkane übergehen. Wegen des Mangels einer schützenden Pflanzendecke werden die den Boden bildenden Gesteine unter dem Einflusse der Atmosphäre sehr energisch zerstört und liefern so das Material zur Bildung des Flugsandes. Der Wind sortiert dieses Material, die lockeren Theile werden von ihm manchmal auf große Entfernungen fortgetragen und so entstehen ganze Berge, Continental-Sanddünen, dagegen bleiben die harten Gesteine am ursprünglichen Platze liegen. Die Entwickelung der ersteren verursacht die „Sandwüste" und die



Dünenbildung auf der kurischen Nehrung.

(Nach einer Photographie von Gottheil und Sohn in Königsberg.)



der anderen die „Steinwüste". Die Flächen, welche von dem Flugsande in den großen Wüsten bedeckt sind, erreichen eine kolossale Größe. In der Sahara allein — nach Zittel — hat die Fläche, welche von dem Sande bedeckt ist, nicht weniger als 990.000 km^2. In Centralasien ist die Fläche der Sandwüsten viel größer, in Chan-chai allein umfasst sie mehr als 1,650.000 km^2, in Turkestan circa 165.000 km^2, aber in Wirklichkeit ist sie noch größer. Nach den Worten vieler Reisender nehmen die Sandflächen in Turkestan nicht ein Neuntel, sondern im Gegentheil neun Zehntel der ganzen Fläche ein, und dann wird ihr Areal circa 1,100.000 km^2 betragen. Rechnet man dazu noch die großen Sandflächen von Arabien, Syrien, Beludschistan, Indien und Iran, so ergibt sich, dass der größte Continent Asien sich durch die größte Ausdehnung des Flugsandes auszeichnet. Dann folgt Afrika mit der Sahara und Kalahari, und Australien, wo im Innern des Continentes die Sande auch eine große Ausdehnung erreichen, aber noch wenig erforscht sind. In Nordamerika befinden sich zwar kleinere, aber gefährliche Wüsten zwischen dem Felsengebirge und der Sierra-Nevada, besonders im Gebiete des Colorado; in Südamerika befindet sich die bekannte Wüste Atacama.

Die Bildung der Dünen selbst erfolgt im Binnenlande nach denselben Gesetzen, wie an der Küste. Senft schildert diese folgendermaßen: Stellt sich den sandführenden Luftströmungen irgend ein Körper, z. B. ein Steinblock, entgegen, dann setzen jene an der ihnen zugewendeten Seite desselben so lange Sand ab, bis derselbe ganz mit Sand belegt ist. Hat in dieser Weise die Sandbelegung die volle Höhe eines Körpers erreicht, dann schieben die weiter noch nachfolgenden und am Boden hinstreichenden Luftströmungen den theils schon abgesetzten, theils noch aus ihnen niedersinkenden Sand über den Gipfel oder Rücken des übersandeten Körpers hin nach dessen Rückenabfall, so dass zuletzt über dem ganzen Körper ein Sandhügel entsteht, welcher an der Vorderseite ganz allmählich ansteigt, an der Hinterseite aber schroff abfällt und, je nach der Gestalt des seinen Kern bildenden Körpers, bald einen stumpf abgerundeten Kegel, bald einen dachförmigen Rückenhügel darstellt. Das Material, aus welchem eine Düne aufgebaut wird, braucht kein ganz gleichartiges zu sein, Stürme z. B. können weit gröberen Sand heranbringen als die gewöhnlichen Winde. Dank dem anderen orographischen Charakter der Oberfläche der Wüsten, einer anderen Vertheilung der Winde und endlich einer anderen Art des Sandauftretens (ohne Abhängigkeit vom Wasser) ist die Form der Continental-Sanddünen mannigfaltiger als die der Meeresdünen, und unter diesen ist die verbreitetste und am meisten charakteristische Form für alle Wüsten die eines hufeisenförmigen, sanft gegen den Wind geneigten Hügels, welcher mit dem russischen Namen „Barchan" genannt wird. Die Barchane der typischen Form befinden sich nur auf ganz ebenen Flächen, wo kleine Anhäufungen die Ursache ihrer immer größeren Entwickelung sind. Der Grundriss hat ovale Form, welche umsomehr verlängert ist, je jünger und niedriger der Barchan ist; mit der Vergrößerung verkürzt sich die ovale Form und nähert sich mehr dem Kreise. Auf der Leeseite des Ovals befindet sich eine halbkreisförmige Nische, deren Größe verschieden ist; wenn sie klein ist, so lässt sich die Form des Ovals leicht bestimmen; wenn sie aber bis zur Mitte des Gipfels reicht, so erinnert uns der Barchan an die Form des Halbmondes, dessen Spitzen gleich lang sind. Der Neigungswinkel des dem Winde zugekehrten Abhanges übersteigt so wie bei den Meeresdünen nicht 17° und beträgt meist 5 bis 12°. Der Abhang auf der Leeseite stellt eine sanft abwärts gebogene Linie dar, mit einem Fallen, welches im Maximum 40° erreicht, aber öfters 30 bis 35°. Die Höhe der Barchane variiert zwischen 3 und 10 *m*, aber in Kyzyl-Kuma erheben sie sich öfters bis 30 *m*.

Auf der ebenen Fläche nehmen die Barchane größere Räume ein und sind einander oft so vollkommen gleich, als ob sie künstlich gemacht worden wären; Tausende von Barchanen sind so ähnlich untereinander, dass der unerfahrene Reisende sich in ihnen schon beim ersten Kilometer verirrt. Auf unebenen Flächen ändert sich ihre Form sehr und weicht stark von der typischen Form ab. Die Gruppierung der Barchane ist sehr verschieden, und im allgemeinen haben sie nicht die regelmäßige reihenförmige Anordnung, welche man bei den Meeresdünen trifft. Manchmal bilden die isolierten Barchane, wenn sie sich miteinander vereinigen, lange Reihen nach der Art der Sahara-Ugrud, welche sich senkrecht zur Richtung der herrschenden Winde ausdehnen. Manchmal aber bilden die Barchane Reihen, welche sich in der Richtung des Windes ausdehnen. Diese Reihen verändern sich verschiedenartig, was von dem Relief abhängig ist, und sie lassen sich daher nicht nach irgend einem Typus gruppieren. Die Höhe solcher reihenförmiger Barchane der Wüste ist unvergleichlich größer als die des Meeres. In der Sahara erreichen sie 150 bis 300 *m*. In manchen Wüsten, z. B. in der libyschen, haben diese Reihen größtentheils die Richtung von Nordostnord gegen Südwestsüd, in der West-Sahara von Nordwestnord gegen Südwestsüd, in Australien von Nord gegen Süd. In Kyzyl-Kuma ist ihre Richtung sehr verschieden, die gewöhnlichste ist von Nordwest gegen Nordost, und in Kara-Kuma haben sie meridionale Richtung. In den Wüsten Asiens hingegen ist das Relief der sandigen Fläche nicht ketten- oder reihenartig, sondern es hat einen barchanartigen Charakter, wie die Sande Tyngeri in Centralasien, welche diesen Namen wegen ihrer ungewöhnlichen Ausdehnung erhalten haben (Tyngeri heißt der Himmel). Nach Prschewalski vereinigen sie in sich alle Typen der aufgehäuften Sande Centralasiens.

Was die Bewegung der Sanddünen anbelangt, so ist sie aller Wahrscheinlichkeit nach auch sehr verschieden und ungleichmäßig, wie bei den Meeresdünen. Schon Waton hat zwei Arten der Sandaufhäufung unterschieden: bewegliche oder Wanderdünen und solche, welche ihren ursprünglichen Platz beibehalten. Unsere Abbildung zeigt eine Partie von Wanderdünen in der centralafrikanischen Landschaft Egeï nordöstlich vom Tsadsee, welche G. Nachtigal beobachtet hat. Die Bewegung der Wüstensande erfolgt oft sehr schnell. Prschewalski und andere Reisende erzählen von ganzen Städten, welche vom Sande in Chan-chai verschüttet wurden, z. B. die Stadt Ordos. Die Culturfelder in Buchara werden jedes Jahr immer mehr und mehr vom Sand verschüttet, welcher vom Norden aus Kyzyl-Kuma heranrückt. Die Stadt Karakul, welche noch vor 80 Jahren sehr groß und reich war, stellt heutzutage ein miserables halbverschüttetes Dorf dar; zwischen den einzelnen Barchanen von circa 15 *m* Höhe bemerkt man die Trümmer schöner alter Gebäude, der verlassenen Dörfer 2c. 2c. Das Thal des Flusses Zeraffchan bei Karakul ist gänzlich verschüttet, und der Fluss erreicht schon längst nicht den Amu-Darja, in den er früher einmündete. Nach den Angaben Soboleffs verschüttet schon ein Sturm die ganzen Flächen der Culturfelder, sogar auf die Höhe von $4\frac{1}{2}$ *cm*. Ähnlich wie Karakul wurde auch die Stadt Wardanzi verschüttet, und in der Gegend von Romitan ist die Verwüstung so groß, dass im Jahre 1868 über 16.000 Einwohner auswandern und auf ihre Felder, Güter und Häuser vollkommen verzichten mussten.

Auch die Meeresdünen, welche an Flachküsten ungemein häufig auftreten, werden durch den Wind aufgehäuft; aber sie sind an eine Mitwirkung des Meeres gebunden, indem der von der Flut auf dem Strande zurückgelassene Sand das Material für ihre Bildung liefert. Daher entstehen auch größere Dünen nur dort, wo eine breite Sandfläche den nöthigen Sand nachhaltig liefert. Sobald dieser trocken geworden ist, wird er vom Seewind landeinwärts getragen. Die Bildung



Wanderdünen in der Landschaft Egeï (Centralafrika).

(Nach G. Nachtigal.)



der Meeresdünen erfolgt, wie schon bemerkt, in gleicher Weise wie die der Continentaldünen. Die verschiedenartigsten Hindernisse, wie Baumstümpfe, Haufen ausgeworfener Muscheln u. dgl. veranlassen Sandansammlungen. Kein Hindernis ist zu klein, denn der Sand macht es selbst von Tag zu Tag größer. Sind sie dicht gedrängt, so entstehen statt einzelner Hügel ganze Dünenwälle, die manchmal, halbmondförmig gebogen, ihre concave Seite dem Lande zukehren. Wird das Hindernis vernichtet, so verliert die Düne ihren Halt und wird wieder ein Spiel der Winde. Indem die Düne landeinwärts wandert, versandet sie weite Strecken, die menschlichen Wohnsitze werden zurückgedrängt und ganze Wälder verschüttet. In den „Landes" zwischen den Pyrenäen und der Gironde rücken die Dünen im Durchschnitte jährlich 1 bis 2 *m* landeinwärts, an manchen Stellen aber 20 bis 25 *m*; ferner in Schleswig 7, auf der frischen Nehrung 3·7 bis 5·6 und auf der kurischen Nehrung circa $5^1/_2$ *m*. So entstehen mehrere Hügelreihen hintereinander, landeinwärts stetig an Höhe zunehmend. In den Landes besitzt die Dünenzone eine Länge von 250 *km* und eine durchschnittliche Breite von 5 *km*; die Hügel erreichen eine Höhe von 75 bis 89 *m*. Der Strand der Nordsee wird auf der continentalen Seite fast völlig von Dünen umsäumt; doch auch der britischen Nordseeküste, soweit sie flach ist, fehlen sie nicht. An der Ostsee finden wir die Dünenbildung besonders mächtig auf der frischen und kurischen Nehrung; auf der letzteren ist der Dünenzug ohne Unterbrechung 67 *km* lang, sein Kamm hat 30 bis 50 *m* Höhe und seine Gipfel steigen bis zu 60 *m* empor. Unsere Abbildung zeigt die Mächtigkeit dieser Dünenbildung sehr anschaulich. Eine beträchtliche Ausdehnung zeigen auch die Dünen an der Ostküste der Union von Long-Island bis zur Chesapeak-Bai, an den Küsten von Florida, Texas, Mexiko, Brasilien, Peru und am Gestade der Atacamawüste. In Afrika finden wir sie am Nildelta, an den Syrten, an der Westküste der Sahara, wo sie am Cap Bojador ihre größte Höhe (120 bis 180 *m*) erreichen, und an der Küste des Namaqualandes.

Eine directe geologische Wirkung äußert der Wind auch in der L ö ß b i l d u n g. Unter „Löß" versteht man den feinen lockeren, etwas kalkhaltigen gelbbraunen Schlamm oder Lehm, welcher durch die Gleichartigkeit seiner Zusammensetzung und Structur, sowie durch die Unabhängigkeit seiner Verbreitung von einer bestimmten Meereshöhe in den Gegenden, wo er nachgewiesen ist, sich von anderen Ablagerungen unterscheidet. In Europa kommt der Löß in allen Höhen bis zu 1600 und 1700 *m*, in China nach Ferd. v. R i c h t h o f e n sogar bis zu Meereshöhen von 2700 *m* vor. Als Thallöß findet er sich weitverbreitet in mehr oder minder mächtigen Ablagerungen in allen mittel- und südeuropäischen Flussniederungen, als Berglöß aber auch an Berggehängen, im Hügelland und Mittelgebirge. Von den verschiedenartigen Erklärungen der Lößbildung hat diejenige die größte Wahrscheinlichkeit für sich, welche dieselbe mit den Winden in Zusammenhang bringt. Darnach bildet sich der Löß aus dem fein geschlämmten und zerriebenen Material, welches die obersten mit vermoderten Pflanzenstoffen vermengten und verwitterten Erdschichten liefern, und das der Regen von den höheren Punkten in die Niederungen gewaschen hat und noch fortwährend wäscht, oder das von den Winden aufgewirbelt, fortgetragen und über große Flächen ausgebreitet wird. Auf die Wirkung der Winde hat namentlich v. R i c h t h o f e n neuerdings das Hauptgewicht gelegt und nachgewiesen, dass bei der Bildung der ungeheuer ausgedehnten und bis zu 500 *m* mächtigen Lößablagerungen in China, im Gebiet des Hoangho, sehr wesentlich die Staubmassen betheiligt sind, welche durch die Winde aus den Steppen und Wüsten Centralasiens und des nördlichen China herbeigeführt werden. Fällt der Staub auf vegetationsleerem Boden nieder, wird er von den Winden immer wieder neu

aufgewirbelt und fortgetragen; wo er aber auf pflanzenbedeckte Flächen fällt, wird er von der Vegetation festgehalten, seine Wanderung ist verhindert, und da kann er sich im Laufe der Jahrtausende zu den mächtigsten Ablagerungen ansammeln, namentlich in continentalen Becken mit trockenem Klima, die keinen Abfluss haben. Nach v. Richthofen wäre daher der Löß vorzugsweise ein atmosphärisches Sediment.

Die indirecte geologische Wirkung des Windes vollzieht sich unter Mitwirkung des Wassers, und zwar in der Form des Regens, durch die Wellenbewegung in Flüssen, Landseen und im Meere und endlich durch die Meeresströmungen.

In jüngster Zeit hat Th. Rucktäschel die Ungleichseitigkeit der Thäler in Deutschland mit der vorherrschenden westlichen Richtung der Regenwinde in Verbindung gebracht. Nach seiner Ansicht ist die Wirkung dieser Winde, welche oft fürchterliche Regengüsse gegen die östliche Thalwand schleudern, ganz bedeutend. Conglomerate, Sand und Lehm werden oft in unglaublicher Menge von dem östlichen Ufer herabgeführt. Nur an den vom Walde geschützten Theilen geht die Zerstörung langsamer vor sich. W. Köppen meint jedoch, dass diese Wirkung wohl hauptsächlich der größeren Regenmenge zuzuschreiben sei, welche den östlichen Abhang trifft, weniger dem mehr einem rechten sich nähernden Einfallswinkel der Regentropfen. A. Penck verwarf die Ansicht Rucktäschels vollständig, indem er darzuthun suchte, dass im gegebenen Falle das dem Regenwinde entgegenstehende Gehänge das flachere sein müsste, was aber den thatsächlichen Verhältnissen widerspricht. Immerhin dürfte die erodierende Wirkung vorherrschender Regenwinde, wenn auch in geringem Maße, kaum zu bezweifeln sein.

Viel bedeutsamer ist die Wirkung des durch den Wind erzeugten Wellenschlages gegen die Ufer der Flüsse. Stefanović v. Vilovo hat zuerst darauf hingewiesen, dass das auffällige seitliche Weiterrücken der ungarischen Flüsse mit der Richtung der vorherrschenden Winde im Zusammenhange stehe. Diese durch unmittelbaren Wellenschlag hervorgerufene seitliche Bewegung berechnet er bei der Theiß auf 0·31 *m*, bei der Donau auf 0·47 *m* jährlich. Je breiter ein Strom ist, den herrschende Luftströmungen seitlich treffen, um so schneller rückt derselbe vor dem Winde her, weil eine größere Angriffsfläche zur Erzeugung größerer Wellen dem Winde dargeboten wird. Der herrschende Wind, der im Frühling zur Zeit des Hochwassers in Ungarn wochenlang und stetig aus Südosten wehend Welle auf Welle gegen das entgegengesetzte Flussufer wälzt, nagt dieses an, unterwäscht dasselbe und reißt so Streifen für Streifen Landes in die Fluten. Außer diesem stetigen findet auch gelegentlich ein sprungweises Seitwärtsrücken des Flusses unter Mitwirkung des Windes statt, mittels Durchbruches der Landzungen zwischen den Flusswindungen, wofür uns namentlich der so vielfach und eng gewundene Lauf der Theiß genug Beispiele liefert. Endlich übt der vorherrschende Wind noch in anderer Weise seine Kraft gegen die Flüsse aus: durch Zuführen von Sandmengen und Verschütten eines Flussbettes einseitig von der Windseite.

Diese Wirkungen des Wellenschlages gegen die Flussufer unter dem Einflusse vorherrschender Winde lassen sich auch an vielen anderen Flüssen außer denen Ungarns beobachten. In Russland zeigen die Ströme einen höchst auffälligen Gegensatz zwischen dem hohen rechten und dem niedrigen linken, dem „Berg-“ und „Wiesenufer“. Diese Erscheinung hat v. Baer auf die ablenkende Wirkung der Erdrotation zurückzuführen gesucht. Andere Forscher schreiben sie aber mit größerem Rechte den vorherrschenden Winden zu. Es ist bemerkenswert, sagt Köppen, dass die vorherrschende Windrichtung in der kälteren stürmischen Jahreszeit in Südrussland die östliche ist, welche also das Wasser der großen südwärts fließenden Ströme

(Wolga, Don, Dnjepr) gegen das hohe rechte Ufer wirft, während bei der Dwina und den Strömen Westsibiriens die vorherrschende Windrichtung die westliche, also hier wiederum gegen das rechte Ufer gerichtet ist. Wahrscheinlich kommt dabei weniger die vorwaltende Windrichtung als die Richtung der Stürme zur Zeit des Frühlingshochwassers in Betracht, weil das die Zeit ist, in der der Fluss an seinem Bette arbeitet. Die vorwaltende Richtung des Regen- und Schneefalles mag indessen dabei auch mitwirken. Ist diese Erklärung richtig, so muss bei Strömen, wo die vorwaltende Sturmrichtung zur Zeit des Hochwassers vom rechten zum linken Ufer geht — wie beim Mississippi, wo die Westwinde überwiegen — das linke Ufer vorwiegend der Erosion unterworfen sein. Thatsächlich ist beim Mississippi an vielen Stellen das linke, an anderen aber das rechte Ufer das höhere. Das Moment, durch welches überwiegend das rechte Stromufer, das steile, der Erosion vorzugsweise ausgesetzt wird, dürfte darin liegen, dass in der stürmischen Jahreszeit in der gemäßigten und kalten Zone die Wasserscheiden von Gebieten hohen Luftdruckes, die Meere von barometrischen Depressionen eingenommen zu sein pflegen, so dass die Winde, dem Windgesetze folgend, alsdann vorwaltend vom linken gegen das rechte Ufer hin wehen.

Eine große mechanische Wirkung üben die Brandungswellen des Meeres auf die Küsten desselben aus. Jede Küste ist beständig durch das von Wellen bewegte Meer bedroht, welches unaufhörlich an seinem Zerstörungswerke arbeitet. Wie ungeheuer unter Umständen die Gewalt sein kann, mit der das brandende Meer gegen die Küste heranstürmt, dafür nur ein Beispiel. In dem schottischen Hafen Wick bewegte bei einem durch die nördliche Nordsee tobenden Oststurm im December 1872 die See eine Gesteinslast von 1350 *t* Gewicht etwa 10 bis 15 *m* weit von der Stelle. Auf den Leuchtthurm von Bell-Rock übt die Brandung einen Druck von 17.000 und auf der von Skerryvore einen Druck von 30.500 *kg* pro Quadratmeter aus. Die Kraft der Brandung wächst, wie selbstverständlich, mit der Stärke des Windes und ihren Höhenpunkt erreicht sie, wenn der Sturm senkrecht gegen die Küste gerichtet ist. Ihre zerstörende Wirkung übt die Brandung namentlich an Steilküsten aus. „Verschiedene Factoren wirken hier zusammen. Indem die Woge an den Felsen schlägt, presst sie die in den Spalten befindliche Luft zusammen und lockert dadurch das Gefüge. Durch den Stoß der Brandung werden kleine Theilchen vom Felsen losgelöst, seine Ecken werden abgebrochen und dadurch neue Angriffspunkte für die Woge geschaffen. Gesteinstrümmer, die die Brandung mit sich führt, wirken wie Geschosse auf die Felsenfestung und in ähnlicher Weise wirkt auch schwimmendes Eis.“ Dazu kommt noch die chemische Zersetzung des Gesteins durch das Meerwasser und der Verwitterungsprocess. Durch das Zusammenwirken aller dieser Factoren wird zunächst eine Vertiefung oder rinnenförmige Hohlkehle an der Küste erzeugt, deren Grenzen durch das Niveau der Ebbe und Flut bezeichnet werden; aber auch oberhalb dieser Zone tritt die Küste immer weiter zurück, indem die unterwaschenen Partien, ihrer Stütze beraubt, endlich herabstürzen. Während die feineren Zerstörungsproducte von den Strömungen fortgeführt werden, bleiben die gröberen am Fuße der Steilküste liegen, allmählich einen schmalen Schuttwall bildend, der unter Umständen die Küste vor weiteren Angriffen durch das Meer schützt.

Das gewöhnliche Endergebnis des ganzen Erosionsprocesses, den Ferdinand v. Richthofen in seiner ganzen Bedeutsamkeit für die Gestaltung der Erdoberfläche zuerst gewürdigt hat und den er mit dem Namen „Abrasion“ bezeichnet, ist eine Terrasse, deren Plattform als sanft geneigte Ebene vom Niveau der Ebbe gegen die Rückwand aufsteigt.

An Flachküsten wirkt die Brandung nicht wie an Steilküsten unablässig zerstörend, sondern hauptsächlich nur, wenn sich bei heftigen und lange andauernden, gegen das Land gerichteten Stürmen mit der Brandung der sogenannte Windstau verbindet; dann werden ausgedehnte Gebiete vom Meere überschwemmt, das seine zerstörende Gewalt furchtbar geltend macht. Das nächstliegende und auffälligste Beispiel solcher Zerstörungen durch Meeresfluten bieten die niedrigen Küsten Hannovers, Frieslands und Hollands dar. Seit 1500 Jahren ist das Leben der Küstenbewohner hier ein beständiger Kampf mit dem Meere gewesen. Zur Römerzeit bestand nur der südliche Theil der heutigen Zuidersee, etwa ein Viertel ihres jetzigen Umfanges messend, als Binnensee Flevo; alles übrige war noch Land. Vom 4. Jahrhundert unserer Zeitrechnung begann das Zerstörungs-



Ferdinand v. Richthofen.

werk, das besonders durch Überflutungen bei Nordweststürmen gefördert wurde. Schritt um Schritt rückte das Meer siegreich vor, bis endlich im Jahre 1395 der letzte schmale Isthmus zwischen Medemblik und Stavoren fiel und die nördliche Meeresbucht sich mit dem südlichen Binnensee verband. In den ersten Jahren des 13. Jahrhunderts bildete sich der Jahdebusen auf Kosten des Festlandes, der sich dann zwei Jahrhunderte hindurch unablässig vergrößerte. Im Jahre 1277 begann das Meer den Dollardbusen in das fruchtbare und reich bevölkerte friesische Land einzuschneiden und erst 1537 nahmen hier die Einbrüche des Meeres ein Ende.

Gegenüber der zerstörenden Wirkung der Brandungswellen ist die erodierende Thätigkeit der Meeresströmungen eine sehr geringe. Hier können nur die durch örtliche Ursachen hervorgerufenen „Küstenströme“ als ein beachtenswerter Factor

Geltung beanspruchen, während die eigentlichen Meeresströme durch ihre sehr langsame und nach der Tiefe hin schnell abnehmende Geschwindigkeit nur eine lebendige Kraft von ganz verschwindendem Effect repräsentieren. Dennoch hält v. Richthofen es angesichts der Offenhaltung von Meeresstraßen, wie der Meerenge von Gibraltar, des Bosporus und der Dardanellen, für wahrscheinlich, dass auch die gewöhnlichen Straßenströme erodierend wirken.

Die eigentliche Bedeutung der Meeresströmungen für die Umgestaltung der Erdoberfläche ist in den durch sie veranlassten Anschwemmungen zu suchen. Das durch die Brandung dem Lande entrissene Material, sowie die feineren Sinkstoffe, welche die Flüsse dem Meere zuführen, werden nur zum Theil auf dem Meeresboden abgelagert, ein anderer Theil wird wieder der Küste zugeführt und vergrößert durch Anschwemmung das Land. Für den Transport dieser Sinkstoffe sind die Meeresströmungen von außerordentlicher Bedeutung. Hat man auch früher die landbildende Thätigkeit der Strömungen überschätzt, so ist dieselbe doch in vielen Fällen unzweifelhaft. So bringt eine Strömung das Zerstörungsmaterial der englischen Küste an das französische Gestade und versandet die Häfen am Canal, während die Rennellströmung den Detritus der spanischen Nordküste an den Strand der Gironde bringt. Im Norden der Adria beladet sich die Strömung, die daselbst vom Golf von Triest nach Westen fließt, mit den Sedimenten, welche die Flüsse vom Isonzo bis zum Po aus den Alpen bringen, und füllt damit die Lagunen aus, so dass dort das Land in fortwährendem Wachsen begriffen ist.

Soviel wir auch von der Bedeutung der Winde, von denen alle die oben geschilderten Vorgänge und Erscheinungen ausgehen, schon gehört haben, so ist dies Thema immer noch nicht erschöpft. Welche Rolle der Wind für das organische Leben auf Erden spielt, mag schon daraus ermessen werden, dass sich durch seine Vermittelung fast allein die Befruchtung wenigstens der Pflanzen getrennten Geschlechtes vollzieht. Auch für die unmittelbare Verbreitung zahlloser Pflanzensamen, die zu diesem Behufe von der Natur mit Flugapparaten ausgestattet sind, ist er thätig und unentbehrlich. Und welche hygieinische Bedeutung dem Winde zukommt, davon war schon wiederholt gelegentlich die Rede. In erster Linie ist die Wirkung der Winde eine die Gesundheit fördernde, da sie die Luft von Ansammlungen aller schädlichen Gase und Miasmen befreien, welche der animalische Lebensprocess, das absterbende organische Leben in Sümpfen, Lachen, der Gewerbebetrieb in Städten und Fabriksorten u. s. w. erzeugen. So haben wir bereits von der wohlthuenden Wirkung der Seewinde gehört, aber auch von der verderblichen mancher Landwinde. Denn wenn der Wind über eine Gegend weht, wo schädliche Gase oder Miasmen in Menge erzeugt werden, so beladet er sich mit diesen und die zunächst von ihm getroffenen Orte können darunter schwer leiden. Dies beobachtet man z. B. in der Nähe von Großstädten, wo der vorherrschende Wind über ein großes Leichenfeld weht, oder in der Nähe von Hüttenwerken, wie Quecksilber- oder Bleiöfen, wo infolge der herrschenden Luftströmung die Bäume absterben. Schädlich können die Winde auch wirken durch die plötzlichen bedeutenden Temperaturänderungen, welche sie mitunter veranlassen. Die heißen Südwinde im südlichen Europa (Scirocco, Leveche) haben eine ungemein erschlaffende Wirkung, die sich in großer Mattigkeit und Beklemmung, Unlust zu jeder Thätigkeit äußert, bei vielen auch heftige Kopfschmerzen hervorruft. So oft in mittleren Breiten ein durch seine Temperatur der herrschenden Jahreszeit widersprechender Wind sich einstellt, z. B. warmer Südwind inmitten des Winters, steigt die Erkrankungsziffer sehr beträchtlich. Dem aus der Wüste kommenden glühenden Samum hat man früher giftige Eigenschaften zugeschrieben; es ist aber wohl nur der hohe Grad der Hitze und

Trockenheit, durch welche dieser Wind lebensgefährlich werden kann. Dr. Schläfli meint, dass die häufigen Todesfälle, die bei den durch einen solchen Samum überfallenen Karawanen oder Truppenabtheilungen thatsächlich stattfinden, durch „Austrocknung" erfolgen. Aber auch sehr feuchte Winde können namentlich in tropischen und subtropischen Ländern schädlich auf die Gesundheit einwirken, wie z. B. Mesopotamien oft durch einen solchen Südostwind, der während der Nächte eine ganz fabelhafte Feuchtigkeit vom persischen Meerbusen herbringt, viel zu leiden hat. So gibt es also „gesunde" und „ungesunde" Winde. Die Bedeutung klimatischer Curorte hängt oft ganz von ihren Windverhältnissen ab. Die tiefeingeschnittenen südlichen Alpenthäler, die beiden Rivieren am Ligurischen Meere, sowie einige Punkte der istrischen und dalmatinischen Küste verdanken ihre „gesunde Lage" dem fast absoluten Schutze gegen die kalten und trockenen Landwinde aus Nord und Nordost und dem freien Zutritte der warmen südlichen Luftströmungen.

Wir würden den Rahmen, den unsere Aufgabe uns zieht, überschreiten, wollten wir auch von dem Nutzen handeln, den der Wind als mechanische Kraft dem Menschen leistet, indem er ihm die Segel seiner Schiffe bläht, ihm Windmühlen und Pumpwerke treibt, ja zur Erzeugung von Elektricität dienen muss. Aber für manchen Leser dürfte es von Interesse sein, zum Schlusse noch einiges über die Namen der Winde zu erfahren. Man kann es als allgemeine Hauptregel betrachten, dass die Winde nach der Gegend benannt werden, aus der sie kommen. Dies gilt nicht bloß von den nach den Strichen des Compasses bezeichneten Winden, Nord, Süd, Ost, West, Nordost, Südwest u. s. w., sondern auch von den meisten localen Winden. Hierher gehören die volksthümlichen Bezeichnungen „Land-" und „Seewind", die nicht nur im Deutschen üblich sind; der Landwind heißt z. B. bei den Spaniern Terral, bei den Portugiesen Teral. In den Tauern heißen die über die Joche des Gebirges herabkommenden Winde Jochwinde, im mittleren Etschthal der vom Schlern bei Bozen kommende Wind der Schlernwind; Tramontana, d. i. der über das Gebirge her kommende Wind, der Nordwind am Lago maggiore; Vaudaire auf dem Genfersee der Wind, der von Vaud (Waadt) kommt. Wisperwind heißt im Rheinthal der kalte Wind, der aus dem Wispthal — dasselbe mündet bei Lorch in das Rheinthal — herausbläst. Im östlichen Niederösterreich nennt man den von Ungarn kommenden Wind den ungarischen Wind; in Hermannstadt den warmen Südwind, der durch den Rothenthurmpass weht, den Rothenthurmwind. Die Italiener nennen den Nordostwind Grêco, den Griechen. Bei den Eingeborenen in Nordafrika heißt der aus der Sahara kommende Wüstenwind nach Gerhard Rohlfs Gebli, d. i. Südwind, in Malakka die Südwestwinde Sumatrans, in Argentinien der aus den Pampas wehende Wind Pampero. Auch die alten Römer nannten den Südwestwind Africus. Ist nun diese Art der Windbezeichnung auch uralt, so ist sie doch nicht seit jeher die herrschende gewesen. Denn gehen wir auf die ursprüngliche Bedeutung der Windnamen ein, so finden wir, dass zwar die Ost- und Westwinde von Anfang an nach dem Laufe der Sonne, d. i. nach deren Auf- und Untergang, also nach der Weltgegend benannt wurden, aus der sie kommen; dagegen sind die Namen der Weltgegenden Nord und Süd von den Namen der kalten und warmen Winde, die aus diesen Himmelsgegenden wehen, hergeleitet. Später wurde die ursprüngliche Bedeutung dieser Namen verdunkelt und die Bezeichnungen Nord, Süd, Ost, West galten insgesammt als eigentliche Namen der Weltgegenden, nach denen die Winde benannt werden. Da es aber mehr Winde als diese vier Hauptwinde gibt, wurden auch mehr Bezeichnungen nothwendig. Die alten Griechen und Römer unterschieden acht bis zwölf Winde und hatten für jeden derselben einen eigenen Namen. Erst zur Zeit Karls

des Großen (nach seinem Biographen Eginhart sogar von ihm selbst) wurde der wesentliche Fortschritt gemacht, zur Bezeichnung aller Winde nur die Namen der vier Hauptwinde combinatorisch zu benutzen. Die von Eginhart in der Schrift über das Leben Karls des Großen mitgetheilte Windrose ist die folgende:

Lateinisch	Zur Zeit Karls des Großen	Jetzt
Subsolanus	Ostroni	Ost
Eurus	Ostsundroni	Ostsüdost
Euroauster	Sundostroni	Südost
Auster	Sundroni	Süd
Austroafricus	Sundwestroni	Südsüdwest
Africus	Westsundroni	Südwest
Zephyrus	Westroni	West
Corus	Westnordroni	Westnordwest
Circius	Nordwestroni	Nordwest
Septentrio	Nordroni	Nord
Aquilo	Nordostroni	Nordnordost
Vulturnus	Ostnordroni	Nordost.

„Diese geistreiche Art der Combination von vier Namen zur Bezeichnung aller Windrichtungen hat später so allgemeinen Anklang gefunden, dass bei allen europäischen Nationen, mit Ausnahme der Italiener, die Namen der Winde germanischen Ursprunges sind.“ Bei den Italienern ist folgende Windrose üblich:

Tramontana	= Nord	Ostro	= Süd
Greco	= Nordost	Libeccio	= Südwest
Levante	= Ost	Ponente	= West
Sirocco	= Südost	Maestro	= Nordwest.

Sehen wir nun, dass in der That die Bezeichnung der Winde nach der Weltgegend die allgemein herrschende ist, so gibt es doch Fälle genug, wo die Winde in anderer Weise benannt werden, wie z. B. nach sehr auffälligen Eigenschaften. So heißen in den La Plata-Gegenden die Land- und Seewinde spanisch Virazones, d. i. Drehwinde, und der Seewind am unteren Congo portugiesisch Viraçao, was dasselbe ist. Solaures = solis aurae, Sonnenwinde, heißen im Departement der Drôme die den Tag über wechselnden, dem Sonnenstande folgenden Windströmungen. Dass der Name Monsun vom arabischen Mausim, Jahreszeit, kommt, ist schon bemerkt worden. Die so gleichmäßig wehenden Passate nennen die Franzosen Vents alizées, gleichförmige Winde. Der heiße Wüstenwind wird in Ägypten Chamsin, d. i. fünfzig, genannt, angeblich, weil sein häufigstes Auftreten in eine Periode von 50 Tagen nach dem Frühlingsäquinoctium fällt. Endlich werden die Winde auch nach ihren Wirkungen benannt, was sich bis zur Personification steigern kann. In den deutschen Alpen heißt der warme Thauwind Aber- oder Aperwind, weil er die Berggehänge vom Schnee befreit, also „aper“ (schneefrei) macht. Der mit furchtbarer Gewalt fegende nordische Schneesturm im Innern Russlands wird Metel „Besen“ genannt. Der verderbliche Nordwestwind heißt in Italien Maestro, Meister, in Südfrankreich Maestrale oder Mistral. Der Name des verderblichen glühenden Wüstenwindes Samum wird nach G. Rohlfs vom arabischen Ssim, Gift, abgeleitet (daher richtiger Ssimum). Dagegen kennen wir den in der Tropenzone so wohlthätigen kühlenden Seewind bereits als „Doctor“; und den Regen bringenden Westwind nennt man im nördlichen Spanien direct el Criador, den Erzeuger.

Sechstes Capitel.

Die Stürme.

Eigenschaften und Ursachen der Stürme. — Fallwinde: Föhn und Bora. — Andere locale Stürme. — Wüstenwinde. — Burane. — Wettersäulen oder Tromben; Staub- und Wasserhosen. — Böen. — Tornados. — Wirbelstürme oder Cyclonen. — Sturmwarnungen. — Praktische Sturmregeln für Seeleute. — Sagen von Stürmen.

Eine außerordentliche Steigerung ihrer Geschwindigkeit und Kraft erfahren die Luftströmungen in den Stürmen. Dieselbe Erscheinung, welche in mäßigem Auftreten all die segensreichen Wirkungen erzeugt, die wir im vorangehenden Capitel betrachtet haben, wird zur furchtbaren, verheerenden Naturgewalt im Sturme, im Orkan. Nicht bloß mit Staub, Sand oder Schnee schwer beladen fegt die entfesselte Windsbraut dahin, alles Bewegliche reißt sie zu raschem Fluge mit sich, in wenigen Augenblicken entwurzelt sie die Bäume ausgedehnter Waldflächen, deckt die Dächer ganzer Städte ab, schleudert die Schiffe im Hafen an das Gestade, dass sie krachend zerbersten oder reißt sie in die Tiefe, sie staut das Wasser des Meeres zu einer entsetzlichen Sturmwelle empor, die über das preisgegebene Ufer hereinbricht, und steigert so ihre Kraft zu alles vernichtender Gewalt.

Jeder Wind, der eine gewisse Geschwindigkeit und Stärke erlangt, wird zum Sturm. Auf dem Lande bezeichnet man gewöhnlich schon einen Wind als Sturm, wenn er die Geschwindigkeit von 17 *m* in der Secunde überschreitet, während man auf der See, wo der Wind im Durchschnitt stärker ist als auf dem Lande, einen Wind als stürmisch betrachtet, wenn seine Geschwindigkeit mehr als 25 *m* in der Secunde beträgt. Die Windstärke, welche einem Sturme entspricht, wird nach der Landscala mit 6 und darüber, nach der Seescala mit 9 und darüber bezeichnet (vgl. S. 142 f.). Die heftigsten Stürme in unseren Breiten erreichen eine Geschwindigkeit von 40 *m* in der Secunde, während in den Tropen in besonderen Fällen 60 *m* in der Secunde überschritten werden dürften, eine Geschwindigkeit, welche sich nur mit derjenigen von Geschützen vergleichen läſst. Solche schwere Stürme, welche an der Küste und auf dem Lande die größten Verheerungen anrichten und bei denen das Schiff kein Segel führen kann, nennt man Orkane.

Die Stürme folgen denselben Gesetzen wie die Winde überhaupt, sie unterscheiden sich nur graduell durch die stärkere Äußerung dieser Gesetze. Die stürmische Luftbewegung wird stets durch große Unterschiede im Barometerstande nahe bei einander liegender Orte, also durch starke Gradienten veranlaſst. Wenn z. B. der Luftdruck zwischen der West- und Ostküste der Nordsee um 15 *mm* verschieden ist, so ist mit Sicherheit stürmisches Wetter in jenem Meerestheile zu erwarten. Im allgemeinen kann man bei Gradienten von 5 *mm* auf Stürme rechnen und Gradienten, welche mindestens diese Größe besitzen, werden, wie wir bereits gehört



Die »China« im Sturm.

(Nach A. G. v. Hübner's »Ein Spaziergang um die Welt«.)



haben, Sturmgradienten genannt (vgl. S. 151). In den Tropen kommen sogar Orkane vor, bei welchen die Gradienten bis zu 45 *mm* steigen.

Auch bei ziemlich hohen Barometerständen und steigendem Luftdruck kann der Wind bisweilen Sturmesstärke erreichen. In unseren Gegenden geschieht dies sogar ziemlich häufig und darf bei Charakterisierung unseres Wetters nicht vergessen werden. Solche stürmische Winde in den äußeren Regionen eines Gebietes hohen Luftdruckes oder einer sogenannten Anticyclone dauern nicht selten länger an, als die Stürme der barometrischen Minima. Aber die eigentlichen schweren Stürme kommen nur bei tieferen Barometerständen vor, sie sind an die Barometerminima gebunden und wandern mit diesen. In der gemäßigten Zone haben bei solchen Stürmen meist nur gewisse Theile des Wirbels Sturmgradienten, weshalb man früher der Meinung war, dass es auch geradlinig fortschreitende Winde gebe, die man von den Wirbelstürmen unterschied. Bei den Stürmen in der heißen Zone findet man dagegen auf allen Seiten rings um das Minimum Sturmgradienten und man nennt diese Stürme Cyclonen (im engeren Sinne).

Rücksichtlich der Fortpflanzung der Stürme gilt dasselbe, was oben über die Fortpflanzung der barometrischen Minima und ihrer Zugstraßen gesagt wurde (vgl. S. 153 ff.). Auf beiden Halbkugeln wandern die Sturmcentra, der vorherrschenden Luftströmung folgend, von Ost nach West fort, nur in der Äquatorialzone findet in der Regel ein Umbiegen der Bahn statt, nach rechts auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Hemisphäre. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit wächst im allgemeinen mit der Größe des Gradienten; sie beträgt im stündlichen Mittel: auf dem Ocean in circa 18 bis 25° nördl. Br. (Fortschreiten nach Nordnordwest) 28 *km*; auf dem Ocean 45 bis 65° nördl. Br. (Fortschreiten nach Ostnordost) 22·5 *km*, westindische Wirbelstürme, in die gemäßigte Zone abbiegend; in der Breite von 35 bis 40° (mittlere Richtung Nordost) 33 *km*, barometrische Minima über Europa 25 *km* und Minima in den Vereinigten Staaten 41 *km*.

„Die Häufigkeit der Stürme nimmt in allen Jahreszeiten mit der Entfernung vom Äquator zu und ist zugleich fast stets in allen Breiten im westlichen Theile des Atlantischen Oceans etwas größer als im östlichen; sie ist auf beiden Hemisphären außerhalb der Wendekreise größer im Winter als im Sommer der betreffenden Halbkugel, doch ist der Unterschied zwischen den Jahreszeiten viel größer auf der nördlichen als auf der südlichen Halbkugel; die südliche Halbkugel übertrifft die nördliche an sommerlichen Stürmen, noch viel mehr aber die nördliche die südliche an Winterstürmen, so dass im Jahresmittel die nördliche erheblich sturmreicher zu sein scheint als die südliche Halbkugel in gleichen Breiten, worauf bereits Maury aufmerksam gemacht hat."

Gebiete größter Häufigkeit der Stürme sind auf dem Nordatlantischen Ocean ein großes nördlich vom 50. Breitengrade und ein kleines in der Nähe des Golfstromes zu beiden Seiten des 80. Parallels; im Südatlantischen Ocean sind die Stürme am häufigsten östlich und westlich von den Falklandsinseln und südlich vom Cap der guten Hoffnung. Für die Westhälfte Europas kommen die barometrischen Minima oder die Mittelpunkte der Sturmfelder fast ausschließlich über dem Atlantischen Ocean von Westen heran und ziehen meist zwischen England und Island hindurch über den Nordatlantischen Ocean in die Polarregion fort. So bleibt England und Frankreich häufig und Mitteleuropa fast immer auf der südlichen Seite des Sturmwirbels und erhält darum zumeist die südlichen und westlichen Winde. Die Stürme beginnen darum bei uns meist mit Südostwind, beim weiteren Heranrücken des Sturmcentrums wird der Wind südlich, er dreht sich nach West und schließlich nach

Nordwest, wenn das Sturmcentrum im Norden vorübergezogen ist und wir so in die hintere Partie des Wirbels kommen.

Aus diesen Verhältnissen erklären sich leicht zwei Arten von Stürmen, der Scirocco und die Bora des Adriatischen Meeres, sowie der Föhn auf der Nordseite der Alpen, welche durch die Reliefgestalt Mitteleuropas modificiert erscheinen und daher für die bezeichneten Gebiete charakteristisch sind. Bei diesen Winden sind aber die Temperatur und der Feuchtigkeitsgrad zu beachten, welche einer eingehenderen Erörterung bedürfen. Eine absteigende Luftmasse, welcher Wasserdampf beigemengt ist, wird durch die Verdichtung, die sie beim Abstiege erleidet, um nahezu 1° auf 100 *m* erwärmt, während die Temperaturabnahme mit der Höhe in der ruhenden Atmosphäre im Sommer etwa 0·6, im Winter etwa 0·4° beträgt. Im allgemeinen wird also eine absteigende Luftbewegung oder ein Fallwind Erwärmung in die unteren Schichten bringen. Indessen sind die eben angegebenen Werte für die Temperaturabnahme mit der Höhe keineswegs immer dieselben, sondern sie variieren innerhalb ziemlich weiter Grenzen. Es kommt nämlich darauf an, ob die Temperaturabnahme mit der Höhe größer, ebensogroß oder kleiner ist als 1° auf 100 *m*. Im ersten Falle wird dann ein Fallwind die Temperatur erhöhen, im zweiten Falle dieselbe unverändert lassen und im dritten Falle wird seine Wirkung eine abkühlende sein. Namentlich im Gebirge kommt es nun häufig vor, dass der Gleichgewichtszustand der Luft durch Fallwinde gewissermaßen gewaltsam hergestellt wird. Solche Winde, welche von den Gebirgskämmen in die Thäler und Niederungen hinabwehen, nennt man Föhnwinde, wenn sie erwärmend wirken, und boraartige Winde, wenn sie mit Abkühlung verbunden sind.

Der Föhn unserer Alpen, dessen Name von dem Favonius der Römer herzuleiten, ist ein warmer, trockener, vom Alpenkamm mit großer Heftigkeit herabstürzender Wind aus Südost oder Süd, seltener aus Südwest. Das Hauptgebiet des Föhns liegt zwischen Genf und Salzburg und lehnt sich nach Süden unmittelbar an die Hauptalpenkette selbst an. Seine stärkste Entwickelung erreicht er im vorarlbergischen Illthale, in den Thälern des Rheins bis zum Bodensee, der Linth bis gegen Zürich, der Reuß mit der Engelberger Aa bis gegen Muri, der unteren Rhone bis zum Genfersee. Seine Heftigkeit ist in den Thälern selbst am größten, im oberen Theile der Thäler des Rheins, der Linth, der Reuß, sowie im unteren Rhonethale wird er zuweilen zum Orkan, mit der Entfernung von der Hauptalpenkette nimmt er an Stärke ab. Im oberen Wallis, im Aarthale zwischen Brienz und Thun, sowie im Alpengebiete östlich von Salzburg tritt er nur selten auf.

Die Erscheinungen, unter denen der Föhn in der Schweiz auftritt, schildert Fr. v. Tschudi folgenderweise: Am südlichen Horizonte zeigt sich leichtes Schleiergewölke, das sich an die Bergspitzen setzt, die Sonne geht am stark gerötheten Himmel bleich und glanzlos unter. Noch lange glühen die Wolken in den lebhaftesten Purpurtinten. Die Nacht bleibt schwül, thaulos, von einzelnen kälteren Luftströmen strichförmig durchzogen, der Mond hat einen röthlichen, trüben Hof. Die Luft erhält den höchsten Grad von Klarheit und Durchsichtigkeit, so dass die Gebirge viel näher erscheinen; der Hintergrund nimmt eine bläulich-violette Färbung an. Von fernher ertönt das Rauschen der oberen Wälder, die Bergbäche tosen mit größerer Schmelzwasserfülle weithin durch die Nacht, ein unruhiges Leben scheint überall rege zu werden und dem Thale sich zu nähern. Mit einigen heftigen Stößen, die besonders im Winter, wo er ungeheure Schneefelder bestreicht, erst kalt und rauh sind, kündigt sich der angelangte Föhn an, worauf plötzlich tiefe Stille der Lüfte folgt. Um so heftiger brechen die folgenden heißen Föhnfluten ins Thal und



Föhnsturm in den Alpen.



schwellen oft zu rasenden Orkanen an, die zwei bis drei Tage mit abwechselnder Gewalt herrschen, die ganze Natur in unendlichen Aufruhr versetzen, Bäume brechen, Felsstücke losreißen, die Waldbäche auffüllen, Häuser und Ställe abdecken, ein Schrecken des Landes. Auch Menschen und Thiere leiden unter dem Einflusse dieses heißen Windes; er wirkt abspannend auf die Nerven und drückend auf das Gemüth. Sorgsam wird das Feuer des Herdes oder Ofens gelöscht. In vielen Thälern ziehen die „Feuerwachen" rasch von Haus zu Haus, um sich von jenem Auslöschen zu überzeugen, da bei der Ausdörrung des Holzes, die der Wind erzeugt, leicht großes Brandunglück entsteht.

Dennoch wird der Föhn besonders im Frühling mit Freuden begrüßt, denn er bewirkt rasch enorme Schnee- und Eisschmelzungen und verändert mit einem Schlage das Bild der Landschaft. Im Grindelwaldthale schmelzt er oft in zwölf Stunden eine Schneedecke von mehr als zwei Fuß Dicke hinweg. Er ist der rechte Lenzbote und wirkt in 24 Stunden soviel als die Sonne in 14 Tagen. Ja er ist in vielen schattigen Hochthälern geradezu die Bedingung des Frühlings, wie er an manchen Orten der Ebene im Herbst die Zeitigung der Traube bedingt. Desgleichen ist die Maiscultur in Vorarlberg und Nordtirol von dem häufigen Auftreten des Föhns abhängig. Die Orte, wo der Föhn häufig und intensiv weht, haben eine relativ milde Herbst- und Wintertemperatur. Mit welch hoher Wärme und Trockenheit der Föhn auftritt, mögen folgende Beispiele zeigen:

	Temperatur C.			Feuchtigkeit			Föhn aus
	6 Uhr	2 Uhr	10 Uhr	6 Uhr	2 Uhr	10 Uhr	
Bludenz, 10. December 1856 . .	13·5	18·0	14·0	27	13	30	Süd
	7 Uhr	1 Uhr	9 Uhr	7 Uhr	1 Uhr	9 Uhr	
Altdorf } 1.,4.,7.—9. Jänner 1877	13·8	15·8	13·0	31	29	42	Süd
Altstätten } 1.,4.,7.—9. Jänner 1877	15·1	16·0	14·0	25	29	35	Südsüdwest.

Im Sommer ist der Föhn am seltensten, im Herbst und Winter am häufigsten. Durchschnittlich hat das Jahr 30 bis 40 Föhntage und es wird daraus klar, welchen großen Einfluss der Föhn auch auf die mittlere Temperatur jener Orte haben muss, wo er heimisch ist.

Wegen der hohen Wärme und Trockenheit des Föhns haben die schweizerischen Naturforscher die Ursprungsstätte desselben in der Sahara gesucht, während Dove den Föhn als den herabgekommenen Antipassat ansah, der durch die ungeheuren Niederschläge, welche er erzeugt, seine Wiege, das warme Karibische Meer, verräth. Zwar erkannte Dove die Erwärmung der herabsinkenden Luftmassen des Äquatorialstromes, aber die physikalischen Ursachen dieser Erscheinungen erwähnte Dove nicht. Eine eingehendere Untersuchung über die allgemeinen Witterungsverhältnisse, die das Auftreten des Föhns auf der Nordseite der Alpen begleiten, hat die eben erwähnten Ansichten entschieden widerlegt. Denn während auf der Nordseite der Alpen der heiße, trockene Südwind weht, ist die Luft auf der Südseite des Gebirges ruhig, die Temperatur ist in den Thälern wenig oder gar nicht erhöht, die relative Feuchtigkeit ist groß und gewöhnlich fallen wenige Stunden, nachdem der Föhn in den nördlichen Alpenthälern zu wehen begonnen hat, auf der Südseite des Alpenkammes und auf diesem selbst Niederschläge, Regen und Schnee, oft in ungewöhnlicher Menge. Es hat sich ferner herausgestellt, dass es auch in den Thälern des Südabhanges der Alpen einen warmen trockenen Föhn gibt, hier aber ist er ein heftiger Nordwind (Nordföhn), gleichzeitig herrscht dann trübes oder regnerisches Wetter auf der Nordseite der Alpen. Ja, man hat auch in anderen Gebirgsländern, selbst in Grönland, einen echten Föhnwind constatiert. Überall ist es ein stürmisch auftretender Wind, der direct vom Gebirgskamm in die Thäler herabfällt. Damit ist dargethan, dass der Föhn

unmöglich aus der Sahara kommen kann, sondern dass vielmehr die Entstehung und das Verhalten des Föhns in den Gebirgen selbst zu suchen sind.

Schon im Anfang der Fünfzigerjahre gab der Engländer Espy eine richtige Erklärung des Föhns und 1865 brachte Helmholtz dieselbe bereits mit der mechanischen Wärmetheorie in Verbindung, ohne aber auf eine Erklärung der Trockenheit des Föhns einzugehen. Unabhängig von Espy und Helmholtz hat Hann seit 1879 eine nunmehr allgemein anerkannte Theorie zur Erklärung des Föhns entwickelt, welche epochemachend auch für die Meteorologie überhaupt wurde; denn mit der Anwendung der Gesetze der mechanischen Wärmetheorie auf die Föhnerscheinungen betrat die Witterungskunde ein neues fruchtbares Feld, welches für die Entwickelung der meteorologischen Wissenschaft sich immer ergiebig zeigt.

Die Föhntheorie von Hann stellt sich in ihrer neuesten Form folgendermaßen dar. Sobald ein tieferes Barometerminimum sich von Südwest oder West (vom Atlantischen Ocean) her den Alpen nähert, wirkt dasselbe saugend auf die Luftmassen am Fuße und in den Thälern der Alpen. Die Süd- und Südwestwinde nähern sich mit dem Minimum von West her dem Fuße der Alpenkette. Diese aber hemmt wie eine mächtige Mauer den Luftaustausch zwischen ihrer Nord- und Südseite. Es entstehen dadurch gewaltige Luftdruckunterschiede; während z. B. auf der Strecke Basel-Altdorf die Druckdifferenz bei Föhnwinden im Mittel bloß 2·3 *mm* pro Grad beträgt, erreicht sie zwischen Altdorf und Lugano 7·3 *mm*, zuweilen selbst 10 bis 12 *mm*, wie sonst nur bei Orkanen. Da der Ausgleich der Druckdifferenzen in horizontaler Richtung gehemmt ist, so stürzt die Luft von den Alpenkämmen vertical in die Thäler hinunter, aus denen das herannahende Barometerminimum die Luft gleichsam herausgesaugt hat. So entstehen die Föhnstöße, welche, besonders zu Anfang, ganz local auf einige Thäler beschränkt sein können. Die Föhnluft kommt, wenigstens zu Anfang, gar nicht weiter von Süden her, es ist die Luft über den Alpenkämmen selbst, die herabsinkend jene hohe Temperatur und Trockenheit annimmt. Im weiteren Verlaufe wird dann allerdings auch die Luft von Süden über die Alpenkämme herüber in die Bewegung hineingezogen, die Luft über den südlichen Alpenthälern beginnt infolge der Druckabnahme sich auszudehnen und aufzusteigen, und es tritt Trübung und Regen ein, der also hiernach nur eine Consequenz, nicht eine Vorbedingung des Föhns auf der Nordseite ist. Die Wirkung des Gebirges, einen Luftstrom, der über dasselbe hinüberweht, trocken und relativ heiß zu machen, wurde schon oben angedeutet. Wenn durch die Physik constatiert ist, dass trockene, aufsteigende Luft für je 100 *m* Emporsteigens um 1° C. erkaltet, beim Herabsinken sich aber wieder um ebensoviel erwärmt, so erklärt dies vorerst nur, dass ein Luftstrom auf beiden Seiten des Gebirges dieselbe Temperatur haben kann, obgleich er auf dem Kamm viel kälter ist. Wenn aber die Luft Wasserdampf enthält, und das ist ja in Wirklichkeit immer der Fall, und das Gebirge ist so hoch oder die relative Feuchtigkeit der Luft so groß, dass der aufsteigende Luftstrom einen Theil seines Wasserdampfgehaltes condensieren muss, so modificiert dies die Wärmeabnahme der Luft beim Emporsteigen wesentlich. Von dem Moment (von jener Höhe) an, wo der Wasserdampf des am Gebirge aufsteigenden Windes durch die Erkaltung, die bisher 1° C. für 100 *m* betrug, sich zu verdichten anfängt, wird diese Erkaltung langsamer, weil die Condensation des Wasserdampfes eine Wärmequelle für die Luft wird. Die Abkühlung erfolgt umso langsamer, je mehr Wasserdampf die gesättigte Luft enthält, d. h. je wärmer sie ist.

Hier folgt die Wärmeabnahme pro 100 *m* für Luft, die bei verschiedenen Temperaturen gesättigt feucht ist:

Temperatur	— 5°	0°	5°	10°	15°	20°	25° C.
Abnahme für je 100 *m*	0·69°	0·63°	0·60°	0·54°	0·49°	0·45°	0·41°

Während trockene aufsteigende Luft um 1° C. für je 100 *m* abkühlt, kühlt bei 15° mit Wasserdampf gesättigte Luft nur um einen halben Grad ab. Darin liegt nun die Erklärung der Wärme des Föhns. Die feuchte Luft, die auf der einen Seite des Gebirges emporsteigt und einen Theil ihres Wasserdampfes durch Wolken- und Regenbildung ausscheidet, kühlt langsamer ab, kommt deshalb mit höherer Wärme auf dem Kamm des Gebirges an. Beim Herabsinken auf der anderen Seite erwärmt sie sich aber um einen vollen Grad Celsius für je 100 *m*, sie kommt also jenseits im gleichen Niveau viel wärmer an, und zwar kann man sagen: so viele hundert Meter relative Höhe eines Gebirgskammes ein feuchter Luftstrom überweht, um so viele halbe Grade Celsius kann er jenseits wärmer ankommen, als er drüben in gleicher Höhe war. Nehmen wir 2000 *m* relative Kammhöhe an, so kann ein Südwind, der jenseits bloß 10° Wärme besaß, auf der Nordseite als Föhn mit 20° Wärme ankommen. Die Erklärung der großen relativen Trockenheit des Föhns ergibt sich nun von selbst; ein Luftstrom, der sich rasch erwärmt, erscheint immer relativ trocken.

Aus der Föhntheorie folgt unmittelbar, dass überall dort Föhnerscheinungen auftreten müssen, wo hohe Gebirgskämme sich erheben und wo infolge der barometrischen Minima ein Luftaustausch zwischen den beiden Seiten des Gebirges stattfindet. Des Nordföhns (vento favonio) in den südlichen Alpenthälern haben wir schon gedacht. Außer in den Alpen kommen Föhnwinde vor an den Nordabhängen der Pyrenäen und an der Südküste des Golfs von Biscaya, in Siebenbürgen, in Mingrelien, am Südufer des Kaspischen Meeres, in Ostsibirien, Indien, im oberen Missourithal, auf der Südinsel von Neuseeland, auf Grönland und in vielen anderen Gebirgsgegenden. Der Terral auf der pyrenäischen Halbinsel, welcher aus dem centralen Hochlande Spaniens herabweht und bei Malaga nicht selten stürmisch auftritt, ist seiner Natur nach ein Föhn. In Kutais (Mingrelien) weht ein Föhnwind im Frühjahr und Herbst aus Ostnordost vom Suramgebirge herab, so heiß und trocken, dass die Vegetation unter seinem Einflusse leidet und selbst die Bäume ihr Laub verlieren. An der Südküste des Kaspischen Meeres tritt ein föhnartiger heißer und trockener Südwest auf, welcher im Winter von dem schneebedeckten Elbrusgebirge herabkommt. Nach Haast sind auch die Nordweststürme am Ostabhange der neuseeländischen Alpen als Föhn zu betrachten. Dieselben lassen den größten Theil ihrer Feuchtigkeit auf der Westseite des Gebirges zurück und gelangen trocken und warm auf die Ostseite. Die Wolken verschwinden wie durch Zauberei und die Gletscherflüsse schwellen an infolge der eisschmelzenden Wirkung des heißen Windes. Der Föhn in Grönland erweckt dadurch ein ganz besonderes Interesse, weil er über das völlig vergletscherte Innere Grönlands herüberkommt und als sehr warmer Südostwind mit Sturmesstärke in die Fjorde herabstürzt, die Temperatur im Winter durchschnittlich um 12 bis 20°, im Herbst und Frühling etwa um 11° erhöhend. Auch bei Kanazawa auf Nippon (Japan) hat E. Knipping jüngst einen Föhn constatiert.

Den warmen Fallwinden stehen die kalten, boraartigen Fallwinde gegenüber, zu denen die Bora am Nordostgestade des Adriatischen Meeres und der Mistral im südlichen Frankreich gehören. Die Ursache zur Entstehung dieser Winde liegt in den großen Temperaturgegensätzen im Winter zwischen dem Mittelmeerbecken und den schneebedeckten Bergen auf der Nordseite, so dass die häufig auftretenden nördlichen Winde zeitweise mit außerordentlicher Heftigkeit wehen und in heftigen Stößen, Kälte verbreitend und an Trockenheit zunehmend, nach dem Meere hin hinabstürzen.

Die Bora, welche als ein trockenkalter Nordostwind im Gebiete der Adria von Triest bis gegen Albanien hin auftritt, entsteht durch die Wechselwirkung eines barometrischen Minimums über dem Mittelmeer und eines Maximums im Norden. Mit Sturmgeschwindigkeit fährt die Bora über das Gebirge herab und schaltet dabei in kurzen Pausen, die zwischen einigen Secunden und ein bis zwei Minuten variieren, noch heftigere gebläseartige Ströme ein, die durch ihre unberechenbare Gewalt den Bauten auf dem Lande, sowie den Schiffen zur See besonders gefährlich werden und die Namen Refoli oder Raffiche führen. Die Gewalt dieses furienhaften Buhlen des Nordwindes, wie sie L. Jßleib nennt, ist eine furchtbare. Bäume, Dächer, Wagen und Pferde stürzt sie um, Erde und Schnee fegt sie von ihrem Pfade fort, selbst dem Riesen, dem Dampf, macht sie die Herrschaft streitig, denn es ist schon öfter vorgekommen, dass die Eisenbahnzüge wegen der Bora nicht weiter konnten, ja sie hat Wagen derselben schon einigemale von dem Bahndamme hinabgeschleudert. Die Feuchtigkeit der Atmosphäre führt sie als feinen Schneestaub mit sich und treibt ihn durch die kleinste Öffnung, so dass nicht Doppelfenster und Doppelthüren den frechen Eindringling abzuhalten vermögen. Kein Pelz, kein Gewand gibt hinreichenden Schutz gegen die schneidende Kälte dieses Orkans. Die Dächer der Häuser auf dem Karste sind zumeist mit Ziegeln mehr gemauert als gedeckt und überdies noch mit Steinen beschwert, damit die Bora die Giebel nicht davontrage. Die Verheerungen dieses Windes sind sehr groß. In manchen Orten, wie z. B. in Zengg, ist es polizeilich untersagt, zur Zeit der Bora auf die Straße zu gehen, weil das lebensgefährlich ist. Nicht unerwähnt darf bleiben, dass die Bora auch an der heutigen Waldlosigkeit des Küstenkarstes mit Schuld trägt. Denn nachdem einmal eine Fläche vom Walde entblößt war, konnte ihr gewaltsamer Luftstrom platzgreifen und wehte nach und nach den Humus und die mineralische Erde von all den Stellen weg, welche er bestrich und der nackte Fels trat zutage, unfähig mehr Bäume zu tragen.

Die Bora bricht im Winter stets plötzlich aus und folgt häufig einem feuchten Scirocealwetter (siehe S. 203); der rasch entschiedene Kampf beider verkündigt sich dann meistens durch elektrische Entladungen über dem Gebirgskamme des Karstes. Gieng heiteres Wetter vorher, so kündigt sich die Bora nur durch einige leichte weiße, flockige Wolken an, welche über dem binnenländischen Gebirge auftauchen, einige 100 *m* längs des südseitigen Abhanges herunterfahren und dann wieder zerfließen. Das erste derartige Wölkchen ist den achtsamen Seeleuten das Signal, die Segel zu bergen oder schützende Lagen aufzusuchen; oft nicht mehr als ein bis zwei Minuten nach dem Wölkchensignale fährt schon der erste Stoß der Bora daher. Rasch vermehrt sich die Menge solcher Haufenwolken am Gebirgskamme, bis sie diesen in ein dichtes weißes Gewölke eingehüllt haben, welches nach unten horizontal scharf abgeschnitten ist. So lange diese Wolkenlage nicht verschwindet, darf man des Fortwüthens der Bora gewiss sein. Hat sich nun das Borawetter festgesetzt, so bleibt es stets mindestens einen Tag, sehr oft drei Tage, an den nördlicheren Küstenpunkten (Triest, Fiume, Zengg, Zara) auch 9 bis 15 Tage constant mit großer Lufttrockenheit und niedriger Temperatur, die aber doch selten unter Null fällt. Die Bora hört nicht ebenso plötzlich auf, wie sie losbricht, sondern krimpt fast immer allmählich ein, indem die Pausen zwischen den Stößen länger werden, die Intensität der Stöße abnimmt und die Wolkenlage am Gebirgskamme sich verliert. Die Geschwindigkeit des Borasturmes schwankt zwischen 60 und 122 *km* pro Stunde; doch ist die Geschwindigkeit in den einzelnen Stößen eine weit höhere. Die Bora weht dort am heftigsten, wo der Gebirgskamm mindestens zwischen 320 und 650 *m* hoch über das Meer sich erhebt und

überdies nur etwa 2 bis 4 *km* weit in horizontaler Richtung entfernt ist; so in Triest, Fiume, auf der ganzen Strecke von da über Zengg bis gegen Zara, dann in der Umgegend von Ragusa und Cattaro. Wo hingegen die Berge unter jener Höhe bleiben und die höheren Kämme entfernter sind — wie insbesondere von Capodistria über Pirano gegen Pola, dann bei Zara und Spalato und auf den Inseln — dort hat die Bora weit geringere Heftigkeit. Für geringere Grade der Bora gebraucht man die Bezeichnung „Borina", für besonders heftige „Boraccia".

Die Bora kann auch auf andere Weise entstehen, als oben erklärt wurde. Im Winter sammelt sich nämlich nicht selten die kalte Luft in den Thälern an, und zwar in einem Maße, dass die Thäler bis an den Rand des Kammes angefüllt sind. Erfolgt dann noch weitere Abkühlung, so fließt die Luft über die Kämme hinaus und stürzt sich mit Heftigkeit in die relativ warmen Niederungen, während die ebenfalls kalten Luftmassen zum Ersatze dem Randgebiete zuströmen.

Auch bei Noworossisk am Südwestfuße des Kaukasus am Schwarzen Meere tritt ein Borawind auf, den Baron Wrangel zum Gegenstand einer interessanten Studie gemacht hat. Kaemtz gibt von demselben folgende Schilderung: „Es ist dieses ein sehr starker Wind, oft unerwartet ankommend, welcher stoßweise mit ungewöhnlicher Heftigkeit weht und öfter drei Tage fortdauert, zuweilen mit großer Kälte. Die furchtbarsten Orkane des Großen Oceans und der Antillen, welche sechs bis zehn Stunden wehen, sind in mancher Hinsicht nicht so furchtbar als die Bora. Die furchtbare Wirkung dieses Windes ist namentlich bekannt den Bewohnern der Stadt Noworossisk, welche vor nicht langer Zeit am östlichen Ufer des Schwarzen Meeres in der Vertiefung der gleichnamigen Bucht erbaut wurde. Diese malerische Bucht erstreckt sich gegen Nordwest, sie wird in Nord und Nordost durch die Ausläufer einer Bergkette von 320 *m* Höhe geschützt; die Stadt mit den beiden Forts liegt auf dem südwestlichen Ufer. Die Gewalt des Windes ist furchtbar, er erhebt das Wasser in der Bucht, führt es fort und es fällt als Wasserstaub auf die entfernten Gebäude; Eisenbleche werden zu engen Röhren gebogen. Zur Zeit des Sturmes verbergen sich die Schildwachen in der benachbarten Brustwehr; in den Forts ist es nicht möglich irgend welche Signale zu hören, kein Feuer will brennen; der Mensch, welcher von der Bora auf einem Platze überrascht wird, ist genöthigt, ihrem Willen zu folgen und, an die Erde geworfen, wird er bis zur nächsten Mauer fortgerollt; am Ufer fliegen Sand und kleine Steine dicht untereinander. Weht die Bora im Winter, so sind in zehn Minuten die Kleider steif und auf dem Leibe festgefroren: Wassertropfen, zu eckigen Eismassen gefroren, werden ins Gesicht geworfen und dieses zum Bluten zerrissen. Bei einer Kälte von — 20° C. und mehr hängt sich das von den Winden in die Höhe gepeitschte Wasser als Eisrinde an den Seiten und auf dem Verdecke der Schiffe an, welche dadurch von Moment zu Moment schwerer werden und endlich zu Boden sinken; ein dichter Nebel liegt über der Bucht; auf dem Schiffe ist es völlig unmöglich, irgend eine Vorsichtsmaßregel zu seiner Sicherung zu treffen, man hört nur das heulende Concert des Windes in Spalten, Masten und Tauen."

Einen boraartigen Charakter haben die in Texas so sehr gefürchteten Northers, heftige Nordstürme, welche infolge des nach Süden hin abnehmenden Luftdruckes und des großen Temperaturgegensatzes zwischen dem Innern des Landes und dem warmen Golf von Mexiko öfter auftreten. Sie wandern mit den Barometerminimen, auf deren Rückseite sie sich einstellen, von West nach Ost; einem Norther in Texas folgt in einiger Zeit auch ein Nordsturm im östlichen

Theile der Vereinigten Staaten, aber der allgemeinen Vertheilung des Luftdruckes entsprechend in schwächerem Grade. Diesen Northers ist außer Texas und Arkansas auch die ganze mexikanische Ostküste unterworfen, ja sie wehen über den Isthmus von Tehuantepek in den Stillen Ocean hinein. Th. Kirchhoff hat folgende Schilderung der Nordstürme im nördlichen Texas geliefert: Einige Stunden vor dem Erscheinen eines Norther fällt der Südwestwind ein und die Luft wird schwül und drückend. Von Norden herauf steigt eine finstere Wolke und sobald diese den Zenith erreicht hat, bricht der Norther los. Mitunter ist er anfangs von Regengüssen begleitet. Diese sind aber nur von kurzer Dauer, da der aus den oberen Luftschichten kommende kalttrockene Wind schnell alle Feuchtigkeit aufsaugt, die er findet. Wenn der Norther beginnt, stellt sich bei Menschen und Thieren heftiger Durst ein und die schnell trocknende Haut brennt und kitzelt. Der Fall der Temperatur ist groß und außerordentlich plötzlich, oft von 24° auf 4° oder —1° innerhalb weniger Minuten und ist wegen der Trockenheit umso empfindlicher. Wehe dem unbeschützten Wanderer, den ein Norther auf offener Prairie überrascht. Der mit dem Klima des Landes Vertraute gibt sofort seinem Rosse die Sporen und galoppiert dem nächsten Hause zu, um dort den Vorübergang des Norther abzuwarten. Alle Bewohner hocken mit klappernden Zähnen vor riesigen Kaminfeuern, indeß draußen der Sturm heult. Sobald aber der Norther sich empfohlen, gibt es oft wieder das herrlichste Wetter, als ob man plötzlich von Labrador nach Nicaragua versetzt wäre, alles wirft die Mäntel und Decken beiseite und begibt sich luftathmend ins Freie; das Feuer in den Kaminen erlischt und der Winter ist vergessen. Für diejenigen, die sich nicht durch warme Kleidung gegen die Northers schützen, ist eine Lungenentzündung die Strafe, die auch alljährlich zahlreiche Opfer fordert. Für das im Winter nach Landessitte frei auf den Prairien umherlaufende Vieh sind diese Stürme ganz besonders verderbenbringend. Tausende von Stücken erliegen dem eisigen Zerstörer, dem sie, durch Futtermangel entkräftet, nicht zu widerstehen vermögen; ihre bleichenden Gebeine liegen im Frühjahr zahlreich auf den mit frischem Grün sich bedeckenden Savannen.

Die südlichen Gegenden Frankreichs haben ebenfalls von einem kalten Fallwinde zu leiden, der eine wahre Geißel für sie ist. Es ist der Mistral, welcher gleich der Bora in heftigen Stößen auf das Meer hinausstürzt. „Der Melamboreas", sagt Strabo, „ist ein heftiger und schrecklicher Wind, der Felsen umwirft, Menschen von ihren Wagen herabschleudert und sie ihrer Kleider und Waffen beraubt." Die alten Gallier im Rhonethal sahen in ihm ihre gefürchtetste Gottheit, der sie Altare errichteten und Opfer darbrachten. Die Provençalen bezeichneten ihn neben der Durance und dem Parlament als eine ihrer großen Plagen. Er tritt dann besonders auf, wenn über Frankreich ein Gebiet hohen Luftdruckes sich lagert, während im westlichen Mittelmeer der Luftdruck abnimmt, so dass also nördliche Winde sich entwickeln können. Doch entsteht der Mistral nicht selten auch aus localen Ursachen, wenn z. B. locale Luftdruckdifferenzen sich bilden. Auch die tägliche Periode der Erwärmung übt auf die Entstehung und das weitere Verhalten des Mistrals einen Einfluss, was man daraus entnehmen kann, dass derselbe oft bei Nacht einlullt, am Morgen sich wieder erhebt und mit steigender Sonne an Heftigkeit zunimmt.

Das Verbreitungsgebiet des Mistrals erstreckt sich nach Th. Fischer von der Mündung des Ebro an bis in den innersten Golf von Genua, beschränkt sich aber nur auf den Küstensaum, so dass der Mistral in geringer Entfernung vom Lande nicht mehr zu spüren ist. In Catalonien und an der Küste von San

Remo bis Genua ist er seltener und weniger heftig; am häufigsten und heftigsten tritt er in der Provence und Languedoc, namentlich im unteren Rhonethal auf, da die kalte Luft hier einen natürlichen Abzugscanal vorfindet. Man kann im Rhonethal und in der Gegend von Montpellier alle Bäume durch ihn nach Südost gebogen sehen, und in der freien Ebene ist man genöthigt, die Gärten durch hohe Wände dicht gepflanzter Cypressen gegen ihn zu schützen. Am meisten scheint Avignon dem Winde ausgesetzt zu sein. Wenn der Mistral weht, ist der Himmel fast immer blau und wolkenlos, die Luft sehr trocken und der Gegensatz zwischen dem herrlichen Sonnenschein und der eisigen durchdringenden Kälte des Windes ist ein ganz merkwürdiger. Man kann annehmen, dass im Rhonethal jeder zweite Tag ein Mistraltag ist; in Marseille weht er an 175 Tagen des Jahres.

Auch der Scirocco des Adriagebietes, ein warmer und feuchter Südost entsteht nach J. Hann, wenn ein Sturmcentrum aus dem Atlantischen Ocean den Küsten von Europa in der geographischen Breite des mittleren oder südlichen Frankreich naht. Sein Verbreitungsgebiet sind die beiderseitigen Gestadeländer des Adriatischen Meeres und die letzterem im Norden benachbarten Alpengebiete. Der Scirocco ist ein feuchter, schwüler, wolkenführender und regenbringender Wind, wie er an der Ostseite eines Barometerminimums überhaupt auftritt, und ist identisch mit dem für die Regenzeit des Mittelmeergebietes, also das Winterhalbjahr charakteristischen, warmfeuchten Südwinde. Von den Südost-, Süd- und Südwestwinden Deutschlands, wenn sie mit höherer Wärme auftreten, unterscheidet er sich nur durch den Namen, höchstens durch die höhere Feuchtigkeit und drückendere Schwüle, wie sie das südliche Meer voraus hat. Tritt das sogenannte Sciroccalwetter ein, so ist die Luft stets mit Feuchtigkeit beinahe gesättigt; schwere, blaugraue Wolken hängen tief herab und ergießen meistens reichlichen Regen mit seltenen Zwischenpausen. Die Geschwindigkeit des Windes ist nicht sehr bedeutend, er schläft sogar bisweilen fast ein und wird vom Meere gegen das denselben rückstauende Land hin entschieden schwächer. Die größte im Winter 1869 beobachtete Geschwindigkeit des Scirocco betrug 50 *km* in der Stunde, also kaum 17 *m* in der Secunde. Die von dieser Luftströmung mitgebrachte Temperatur ist ziemlich hoch, z. B. in Fiume im November $+ 17^{\circ}$ bis $+ 18 \cdot 5^{\circ}$ C., im Januar $+ 7 \cdot 5^{\circ}$ bis $+ 12 \cdot 5^{\circ}$ C., und bleibt Tag und Nacht beinahe unverändert. Variationen des Sciroccalwetters sind der Scirocco marzo (fauler Scirocco), d. h. Windstille nach dem Wehen des Scirocco mit noch fortdauernder schwüler, regenreicher Witterung, und der sogenannte „frische Scirocco," ein kühlerer und weniger feuchter Wind, der über das Mittelmeer kommt. Übrigens ist zu bemerken, dass in Italien wohl alle Süd- und Südwestwinde, welche durch hohe Temperatur auf den menschlichen Organismus erschlaffend wirken, Scirocco genannt werden, gleichviel ob sie trocken oder feucht sind und wie verschieden auch ihr Ursprung sein mag. Wir werden weiter unten noch einen Scirocco Siciliens und Unteritaliens kennen lernen, der mit dem eben besprochenen Winde gleichen Namens nicht identificiert werden darf. Auch Untermesopotamien und namentlich das Mündungsland des Euphrat und Tigris hat einen sehr feuchten Südost- und Südwind, der vom Persischen Meerbusen heraufweht und dem feuchten Scirocco Italiens entspricht. Murphy bezeichnet denselben nach dem heißen Samum und nach den Heuschrecken als die größte Geißel des Landes. Diesem Gewährsmanne zufolge bringt der gedachte Wind während der Nächte stets eine ganz fabelhafte Feuchtigkeit; bei Tage nimmt die Hitze einen erstickenden Charakter an, wie man sie niemals in den heißen, aber trockenen Wüstenländern erlebt. Die übermäßige Feuchtigkeit beginnt nach Sonnenuntergang, sie wird so stark, so durchdringend, dass nichts, selbst die

bestverwahrten Sachen, vor ihr geschützt sind; die Condensation des Wasserdampfes ist so stark, dass die Dächer tropfen, als wenn es geregnet hätte. Am Morgen ist alles feucht, überschwemmt und oft gelingt es der Sonne erst gegen Mittag, die feuchten Morgennebel zu durchdringen und die Erde aufzutrocknen.

Wir haben gehört, dass man den Föhn wegen seiner Trockenheit und Wärme lange Zeit für einen Wüstenwind hielt, bis man erkannte, dass er seinen Charakter durch locale Verhältnisse erhält und ihn auch wieder verliert, sobald diese zu wirken aufhören. Die eigentlichen Wüstenwinde dagegen verdanken ihre hohe Temperatur und Trockenheit der Wüste, in der sie entstehen oder die sie passieren. So sendet die Sahara den Chamsin nach Ägypten, den Harmattan nach Oberguinea, den Samum nach Algerien und sogar über breite Meeresstreifen den Leste nach Madeira und den canarischen Inseln, den Levedhe nach Spanien, den Scirocco nach Sicilien. Im mittleren und nördlichen Arabien, in Mesopotamien und Syrien weht der Samum. Auch von der Mohavewüste im westlichen Nordamerika sind solche Winde bekannt und fehlen dem Innern Australiens nicht. Am intensivsten treten natürlich die Wüstenwinde auf dem Schauplatze ihres Ursprunges selbst auf, d. i. in den Wüstengebieten Nordafrikas, Arabiens und Syriens.

Der Chamsin Ägyptens, bei uns zumeist unter dem arabischen Namen „Samum" bekannt, ein sehr heißer und trockener Südwind, erscheint selten schon im Februar und endet immer im Juni; am heftigsten tritt er gewöhnlich im Mai auf. Er weht niemals länger als zwölf Stunden; zumeist beginnt er einige Stunden nach Sonnenaufgang, erreicht seine größte Heftigkeit in den ersten Nachmittagsstunden und hört um die Zeit des Sonnenunterganges auf. Die Temperatur steigt beim Wehen des Wüstenwindes außerordentlich rasch, die Feuchtigkeit erreicht ihren niedrigsten Grad. Selbst im Nildelta, also in unmittelbarer Nähe des kühlenden Meeres, steigt die Temperatur unter seinem Einflusse bisweilen plötzlich um 25° C., während sich gleichzeitig der Feuchtigkeitsgehalt der Luft auf 12 bis 15 Procent verringert. Burckhardt sah einst in Esneh das Thermometer im Schatten auf 49·4° steigen, als der Wüstenwind wehte. Der Chamsin weht meist stoßweise; nach der Ausdrucksweise der Araber springt und galoppiert er und macht Vertiefungen in den Sand. Die in schräger Richtung emporsteigende Luft fegt den Sand weg und hebt ihn empor, um ihn später als Sandhagel wieder fallen zu lassen. In manchen Jahren weht der Chamsin zu Kairo nach Pruner Bey nur viermal, in anderen an 16 bis 20 Tagen, durchschnittlich aber an 11 Tagen. In Alexandrien beobachtete Pirona in fünf Jahren 102 Fälle von Chamsin. A. Ebeling erlebte am 30. April 1875 in Kairo einen Chamsinsturm, der für diese Stadt zu den schlimmsten seit langer Zeit gehörte. Der Morgen zeigte nichts Ungewöhnliches und ließ den gewaltigen Sturm des Nachmittags gar nicht ahnen. Gleich nach Mittag verfinsterte sich plötzlich die Luft, die bis dahin ganz rein und heiter gewesen, und nach wenigen Minuten brauste bereits ein heftiger Wüstenwind über Kairo. Bald darauf fand ein sehr eigenthümliches Phänomen statt: es wurde nämlich wieder hell, aber von einer unheimlichen, schwefelgelben Helle, die mit jeder Viertelstunde zunahm und zuletzt so intensiv wurde, dass die geblendeten Augen davon schmerzten. Mittlerweile war der Wind zum Sturm gewachsen, und gegen 3 Uhr wüthete ein entfesselter Orkan. Die höher und frei gelegenen Häuser schienen in ihren Grundfesten zu beben, die Fenster wurden so sehr erschüttert, dass man alle Augenblicke fürchten musste, die Scheiben würden zerdrückt werden. Die hohen Dattelpalmen bogen sich dergestalt, dass ihre gefiederten Kronen fast die Erde berührten, und von den platten Dächern wehten die großen und kleinen Holzgerüste, die zum Wäschetrocknen, zu Veranden und Lauben dienen, wie Spreu

umher. Die Sonne stand wie ein Mond am Himmel, matt und glanzlos, was schon deshalb erwähnt sei, weil in vielen Chamsinschilderungen immer die Sonne als eine dunkelrothe, glühende Scheibe geschildert wird, eine Form, welche niemals beobachtet sein soll, wenigstens nicht in Kairo. Vielleicht kommt sie in Oberägypten oder in der Wüste selbst vor. Entschieden war aber die ganze Luft elektrisch, obwohl es weder blitzte noch donnerte, aber einzelne leuchtende Funken schienen dann und wann tropfenweise aus der Höhe herabzufallen. Dass übrigens der Chamsin oft von elektrischen Erscheinungen begleitet ist, haben neuere Forschungen constatiert. Gegen 5 Uhr nachmittags hörte der Orkan plötzlich auf, und zwar so plötzlich, dass schon 10 Minuten später die Natur völlig beruhigt erschien. Außerhalb der Stadt hatte der Chamsin entsetzliche Verheerungen angerichtet. Viele



Sandsturm in der Libyschen Wüste. (Nach L. H Fischer in Dr. W. Junkers „Reisen in Afrika.")

der großen Nilakazien und Sykomoren, mit denen die nach den Pyramiden von Gizeh führenden Dämme besetzt sind, waren entwurzelt, die Dämme selbst an vielen Stellen unterwühlt und zerrissen; glücklicherweise war der Nil längst in sein vormaliges Bett zurückgetreten, sonst hätte man ein noch viel größeres Unglück zu beklagen gehabt. Die am Fuße der Pyramiden zerstreut liegenden Dörfer hatten gleichfalls sehr gelitten, und nicht wenige Fellahwohnungen waren buchstäblich fortgeweht. An den Pyramiden selbst war freilich auch dieser Orkan spurlos vorübergegangen; sie mögen im Laufe ihres 5000jährigen Bestehens wohl noch ganz andere Schrecknisse erlebt haben.

Burckhardt, der einen äußerst heftigen Chamsin oder Samum in der Wüste selbst erlebte, beschreibt denselben mit folgenden Worten: „Zuerst zeigte sich eine dunkelblaue Wolke, welche sich etwa 25 Grade über den Horizont ausdehnte. Als sie näher hervorkam und an Höhe zunahm, wurde sie aschgrau mit gelblicher

Färbung. Jedermann in der Karawane, der noch nicht an solche Erscheinungen gewöhnt war, wurde von Erstaunen ergriffen über den prächtigen und furchtbaren Anblick. Als die Wolke noch näher herankam, wurde die gelbe Färbung allgemeiner, während der Horizont das glänzendste Blau zeigte. Zuletzt stürzte die Wolke in ihrem schnellen Laufe auf uns ein und hüllte uns in Dunkel und Verwirrung; nichts ließ sich in der Entfernung von 5 bis 6 Fuß erkennen, und unsere Augen wurden mit Staub gefüllt. Unsere nur für den Augenblick aufgeschlagenen Schuppen wurden bei dem ersten Stoße umgeworfen, und viele der fester gehefteten Zelte folgten. Die größten Zelte widerstanden eine Zeit lang dem Sturme, mussten aber demselben zuletzt ebenfalls weichen und das ganze Lager wurde auf den Boden gelegt. Mittlerweile erhoben sich die erschreckten Kameele, zerrissen ihre Stricke und bemühten sich der Zerstörung zu entgehen, womit sie bedroht schienen."

Der Harmattan weht an der Guineaküste und in Senegambien aus Osten vom Lande her; er ist zwar auch trocken, aber nicht heiß, sondern im Gegentheil ungewöhnlich kühl. Bei seinem Wehen verwelkt infolge der großen Trockenheit das Gras sofort, die Bäume werfen ihre Blätter ab und die Flüsse beginnen schnell zu sinken. Er ist ebenfalls mit Staub beladen, der wie ein dichter Nebel die Sonne verdunkelt und sich auf dem Rasen und den Baumblättern absetzt, so dass alles weiß erscheint. Der Harmattan tritt zwischen November und März ein und kommt im December und Jänner am häufigsten vor.

Auch der in Madeira auftretende Leste ist ein Wüstenwind. Er weht als Nordost bis Südost im Winter, Frühling und Herbst, seltener im Sommer und langt noch so trocken auf dem etwa 600 *km* von der afrikanischen Küste entfernten Funchal an, dass die relative Feuchtigkeit der Luft bis unter 20 Procent herabsinkt. Er führt einen feinen rothen Staub mit sich, welcher der Sahara angehört. Selbst noch auf den canarischen Inseln macht sich zuweilen ein heißer trockener Ostwind bemerkbar. Die dem Norden Afrikas am nächsten gelegene Pyrenäenhalbinsel wird ebenfalls von einem trockenen heißen Wüstenwinde aus Südost bis Südwest heimgesucht, der Levecheheißt. In Büchern wird er fälschlich „Solano" genannt; dieser Name bezeichnet einen Ostwind überhaupt, der für die ganze Halbinsel auch der Regenwind ist. Sein eigentliches Verbreitungsgebiet ist der südöstliche Küstenstrich zwischen dem Cap de Gata und dem Cap de la Nao; von ersterem Cap bis über Malaga hinaus tritt er seltener und schwächer auf. Landeinwärts reicht er nur 60 bis 75 *km*, so dass die Städte Ronda, Antequera, Granada, Lorca, Murcia seine nördliche Grenze bezeichnen. Willkomm und Hellmann haben uns des Näheren über ihn unterrichtet. Der Levече, sagt letzterer, tritt meistens nicht plötzlich auf, man kann sein Herannahen an einem im Südhorizonte allmählich heraufrückenden Wolkenstreifen von Ost bis West, dessen Farbe bisweilen ins Gelbliche bis Braunröthliche überspielt, erkennen. Gleichzeitig tritt vollständige Windstille ein, das Meer liegt spiegelglatt da. Hat er die Küste selbst erreicht, so bricht er nicht mit einem einzigen großen Kraftaufwande, sondern in einzelnen Stößen (ráfagas) herein, gibt sich sogleich als trockenheiß zu erkennen und führt meistens feinen Staub und Sand mit sich. Sofort erschlaffen Menschen und Thiere bei der Berührung mit diesem Gluthauch, es stellen sich heftige Kopfschmerzen ein und selbst den gesündesten Eingeborenen „liegt es wie Blei in den Gliedern". Der mitgeführte Staub dringt durch alle Öffnungen ein und bedeckt die Kleider mit einer Unzahl von Flecken. Die Blätter der Pflanzen und Bäume krümmen sich zusammen, sind vollständig verdorrt und fallen nach einigen Tagen ab. Das ganze Phänomen gehört aber nur den unteren Luftschichten an, wie man sehr gut von einem erhöhten Standpunkte aus an der scharfen oberen Begrenzung des Staubes erkennt; in 300



Karawane in der Wüste, vom Samum überfallen.



bis 400 *m* Höhe kommt es nur noch selten vor. Das nur 185 *km* von Afrika entfernte Almeria wird am häufigsten vom Levede heimgesucht. Es wäre sehr wohl möglich, von der algerischen Küste aus telegraphisch zu warnen, um die Landleute Schutzmaßregeln treffen zu lassen. Wie geringen Einfluss endlich die Passage übers Meer auf den Charakter des Windes hat, geht daraus hervor, dass er in Oran kaum stärker auftritt als im gegenüberliegenden Almeria.

Hier muss nun auch der Scirocco Siciliens erwähnt werden, dessen Verbreitungsgebiet bis nach Süditalien sich erstreckt. Er ist von dem oben besprochenen Winde gleichen Namens sehr verschieden, da er als ein heißer und dabei sehr trockener, heftiger Wind auftritt. Nach Th. Fischer ist er von sehr hohen Temperaturen begleitet und noch um Mitternacht kann man 35° C. beobachten. Die Luft ist dunstig, der Himmel gelblich bis bleifarben, in schweren Dunst gehüllt, den die Sonne gar nicht oder kaum durchdringt. Menschen und Thiere leiden unter Mattigkeit, Beklemmung und Unlust zu jeder Thätigkeit. Er schädigt auch die Vegetation, indem die Blätter vertrocknen, sich zusammenrollen und abfallen; tritt er zur Blütezeit der Oliven oder des Weinstockes ein, so kann die ganze Ernte verloren gehen. Kein Monat ist frei von ihm, und er tritt im Juli mit denselben charakteristischen Eigenschaften auf, wie etwa im Jänner. Am häufigsten ist er im April und überhaupt im Frühling. In Palermo kann man auf 12 Sciroccostürme im Jahr rechnen. Die Richtung des Scirocco wechselt zwischen Südost und Südwest. Er bringt keinen Regen, höchstens in einzelnen Tropfen oder als raschen heftigen Guss; sehr häufig aber schlägt sich mit oder ohne Regen ein feiner, meist röthlicher Staub nieder, der zum Theil localer Herkunft ist, in vielen Fällen aber aus der Sahara stammen dürfte.

Die Wüstenwinde im mittleren und nördlichen Arabien, sowie in Syrien haben gleichen Charakter wie der Chamsin Ägyptens. Sie werden von den Türken Samiel, von den Arabern Samum oder eigentlich Ssimum genannt. Sie sind von einer außerordentlichen Hitze und Trockenheit begleitet. Die Temperatur steigt an der Windseite bisweilen auf 50° C. und darüber. In einigen Augenblicken leckt die glühende Luft alle Wasserlachen auf; der Schweiß verschwindet rasch von der Oberfläche des Körpers, der Gaumen wird trocken, das Athmen peinlich, immerwährendes Wassertrinken zum Bedürfnis, der Schlaf unmöglich. Das Wasser, welches die Reisenden in der Wüste in Schläuchen mit sich führen, ist unter dem Einflusse des Samums gleichfalls einer raschen Verdunstung ausgesetzt; die Schläuche sind alsbald leer und steif und hart wie Holz. Dieses Austrocknen des Wasservorrathes gefährdet die Karawanen, wenn sie in der Wüste vom Samum überrascht werden und derselbe länger andauert; dass aber ganze Karawanen oder Heeresabtheilungen vom Wüstenwinde im Sande verschüttet wurden, ist eine Fabel. Denn wenn auch gewöhnlich die ganze Luft mit Sand und feinem Staube erfüllt ist, der selbst in die Uhrgehäuse dringt, Mund, Nase und Augen erfüllt und eine Art von dichtem Nebel bildet, in welchem sich der Ruf der Stimme verliert, welcher der Luft ihre Durchsichtigkeit, der Sonne ihren Glanz raubt, so bildet doch der Niederschlag dieses Sandes und Staubes stets nur eine ganz dünne Schicht. Übrigens sind nicht immer Staubwirbel mit dem Auftreten des Samums verbunden. Palgrave, der in der arabischen Wüste einen furchtbaren Samum erlebte, sah weder eine Sand- noch eine Dunstwolke am Himmel und vermochte sich in keiner Weise die plötzlich einbrechende Finsternis zu erklären.

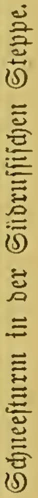
Auch in Maskat weht zwischen Mai und Mitte Juni öfter ein sengend heißer, mit Sand beladener Westwind aus der arabischen Wüste, welcher die Temperatur nicht selten bis auf 47° C. steigen macht. Von den Wüstenwinden in Bagdad,

welche vom Mai bis Ende September auftreten, sagt Schläfli, dass sie wegen der großen Tageshitze bei Tage fast nicht bemerkt werden, sondern erst nach Sonnenuntergang; das Thermometer steigt, der Wind scheint von Minute zu Minute heißer zu werden, nach einer Dauer von wenigen Minuten bis zu einigen Stunden hört die Glutströmung auf und macht erquickender Frische Platz. In Indien wehen im März und April heiße Nordwestwinde das Gangesthal herab.

Keine Wüstenwinde aber sind heißer und trockener als die aus dem Innern von Australien kommenden Nordwinde, welche insbesondere der Südküste im südhemisphärischen Sommer eigenthümlich sind. Bei ihrer Herrschaft erhebt sich die Temperatur in Melbourne durchschnittlich um 15° über den Normalwert, während die Feuchtigkeit auf 26 Procent herabsinkt. Neumayer beobachtete einmal in Melbourne, wie durch einen solchen Wüstenwind die Äpfel an den Bäumen buchstäblich gebraten wurden. In Neusüdwales schwankt die Temperatur dieses Windes zwischen 27 und 43°, im Binnenlande ist sie aber viel höher. So beobachtete Sturt in Centralaustralien am 21. Jänner 1845 55° im Schatten, und im December 1828 zerstörte ein heißer Wind am Hunt River auf eine Strecke von nahezu 50 *km* allen Weizen.

Auch die Steppen Russlands und Sibiriens haben im Sommer ihre heißen Stürme; viel häufiger aber sind daselbst die eiskalten und gefährlichen Winterstürme. Beide heißen bei den Bewohnern Burane, und sie unterscheiden zwischen dem Sommer- und Winterburan. Ersterer zeichnet sich durch drückende Hitze aus, dichter Staub erhebt sich, verdunkelt die Luft und bringt trotz der geschlossenen Fenster und Thüren in die Häuser. Ungleich gewaltiger tritt der Winterburan auf. Da die strenge Winterkälte Sibiriens nur sehr selten durch Thauwetter unterbrochen wird, bleibt der Schnee trocken und sandartig locker. „Brechen dann Cyclonen von der West- oder vielleicht auch von der Nordseite her mit den sie begleitenden Stürmen über Westsibirien herein, so heben diese letzteren den Schnee in dichten Massen vom Boden auf und gleichen so den Sandstürmen der Wüste. Die Kraft des Sturmes wird mehr als verdoppelt durch die mitgeführten festen Körper. Dies sind die gefährlichen Burane, die übrigens auch schon in den Steppen Südrusslands vorkommen. Während eines heftigen Winterburans verlieren Menschen und Thiere völlig jede Orientierung. Die Leute erfrieren wenige hundert Schritt von ihren Wohnungen, bisweilen selbst auf den Straßen der Dörfer. Das Vieh flieht vor dem Winde und läuft, ohne anzuhalten, vielleicht 100 Werst, und nicht selten stürzt es in Abgründe oder über steile Ufer hinab und kommt um. Der Schaden, den ein Buran zuweilen in den Viehherden anrichtet, ist ein ungeheurer. Selbst noch in den Steppen der Krim kommen gelegentlich Burane vor, die vielen Schaden im Viehstand zur Folge haben."

Nach Middendorff ist der trockene (d. h. nicht mit Schneefall vom Himmel verbundene) Buran eine Eigenthümlichkeit der waldlosen Flächen und der Tundren jenseits der klimatischen Waldgrenzen. Wer es nicht selbst erlebte, hat keinen Begriff von der unwiderstehlichen Gewalt, mit welcher der Sturmwind in seiner äußersten Wuth über diese nordischen Ebenen als Orkan dahinrast; mit größter Anstrengung vermag man sich kaum auf den Beinen zu erhalten, statt von Luft wird man von Schneetheilen umwirbelt, welche aus allen möglichen Richtungen entgegenstieben; der Ausdruck, dass man die Hand nicht vor den Augen sieht, ist viel zu schwach, denn das Peitschen der Schneetheile gestattet nicht, die Augen zu öffnen, es braust in den Ohren, ja man kämpft bisweilen mit der Furcht zu ersticken, da der wüthende Luftbrei das Athmen bedrängt. Man wird in dem unbegreiflichen, unwiderstehlichen Gewirre so irr, dass der in den allgemeinen



Schneesturm in der Südrussischen Steppe.



Wirbel mit hineingerissene Verstand nichts mehr zu unterscheiden vermag; deshalb und wegen der unwiderstehlichen Wucht der Elemente werfen Menschen und Thiere sich hin, werden bald gleich jedem anderen Hindernisse mit Schnee überschüttet, von einem schützenden Schneewall umhäuft und müssen geduldig abwarten, bis das Wüthen vorüber ist, das sich meist in einem Tage erschöpft und nur selten zwei, drei, noch seltener mehr Tage anzuhalten vermag. Middendorff hat es selbst erlebt, dass er in Dúdino (am Jenissei in 69½° nördl. Br.) trotz des vorsichtigsten und langsamsten Vorrückens ein Haus verfehlte, welches keine 30 Schritte in genau bekannter Richtung vor ihm stand. Schneestürme kommen bei bedeutender Kälte vor, die oft 30 und mehr Grade Celsius unter Null erreicht. Häufiger aber ist der Buran ein Vorbote oder ein Begleiter des Nachlassens der Kälte; im späteren Frühjahr erwärmt sich die Luft während des Schneesturmes so sehr, dass man zum Schlusse statt des Schnees mit Schlacken und Wasser überschüttet wird. Solche Schneestürme, zu denen sich Nachlassen der Kälte gesellt, sind gewöhnlich zugleich von Schneefall begleitet und das ist es, was in den nordischen Ländern, wo man das Wort Buran kaum kennt, die dort allgemein gebrauchte Benennung Purgá hauptsächlich charakterisiert. Die Verwüstung, mit welcher der Schneesturm in einzelnen Wintern sich über die Steppen Südrusslands hinwälzt, ist aus zahlreichen Berichten nur zu wohl bekannt. Hunderttausende von Pferden, Rindern, Kameelen und Schafen kommen in manchen Wintern in ihnen um, sowie auch viele Menschen; aber unter diesen bekanntlich nur selten Nomaden.

Unter Umständen treten auch in anderen Ebenen während des Winters gefährliche Schneestürme auf, die durch verschiedene Winde veranlasst werden. Ebenso wird bisweilen der Wanderer auf hohen Gebirgen von furchtbaren Schneestürmen überfallen, die zu den entsetzlichsten Erscheinungen gehören. „Die durch Windstöße emporgewirbelten Schneemassen verhüllen alle Gegenstände der Umgebung. Der unglückliche Wanderer sieht weder die nahen Abstürze, noch den Himmel über seinem Haupte, noch den Pfad unter seinen Füßen. Betäubt durch das Brüllen des Sturmes, geblendet durch den sein Gesicht peitschenden Schneestaub, erstarrt durch die Eiskruste, die sein Haar überzieht und seine Kleider in schwere, starre Massen verwandelt, geht der Wanderer bald irre und fühlt seine Kräfte in der lähmenden Kälte schwinden. Hunderte von Menschen- und Pferdeleichen erinnern auf manchen Pässen des Karakorum und Himalaya an die furchtbaren Schneestürme, die auf diesen Bergen getobt haben. Ebenso häufig sind diese Erscheinungen auf den Paramos Chiles, Boliviens und Perus. Auch auf den Pyrenäen und Alpen, auf deren begangensten Pässen doch Hospize den von Schneestürmen überraschten Wanderern Zufluchtsstätten darbieten, kommen alljährlich Unglückliche in solchen Stürmen um."

Von den bisher geschilderten mehr oder weniger localen Stürmen unterscheiden sich die großen Stürme der Tropenzone durch manche Eigenartigkeiten. Vor allem ist zu betonen, was übrigens schon oben hervorgehoben wurde, dass man bei ihnen auf allen Seiten rings um das barometrische Minimum Sturmgradienten findet. Sie sind also die eigentlichen Wirbel- oder Drehstürme, welche im Volksmunde verschiedene örtliche Namen (wie Hurrikan, Taifun u. s. w.) führen, von der Wissenschaft aber als Cyclonen im engeren Sinne bezeichnet werden. Mit ihnen nahe verwandt sind verschiedene Erscheinungen kleineren Maßstabes, wie die Wettersäulen, Sand- und Wasserhosen, Gewitterstürme, Böen u. a. m. Es ist noch nicht lange her, da man diese letzteren Erscheinungen als etwas Grundverschiedenes von den Cyclonen oder Wirbelstürmen betrachtete. Dampier war

es, der die Taifune der Chinesischen See zuerst als Wirbelstürme erkannte, Capper gewann die nämliche Erkenntnis bezüglich der auf dem Indischen Ocean herrschenden Orkane, Dove wies auch an europäischen Stürmen eine analoge Eigenschaft nach, unseren heutigen Wissensstand verdanken wir aber den vereinten Bemühungen von Reid, Redfield, Piddington, Meldrum und Reye. Von den furchtbarsten Stürmen der Tropen bis zu den Staubsäulen und localisierten Wirbelwinden finden allmähliche Übergänge statt, auf welche schon Piddington hingewiesen hat, allein erst Theodor Reye hat diesen Zusammenhang mit wissenschaftlicher Evidenz gezeigt.

Letzterer geht bei seiner Darlegung von den heftigen Wirbelwinden aus, welche bei großartigen Bränden häufig auftreten. Ein lehrreiches Beispiel hiefür bringt Olmsted bei. Ein von einzelnen Bäumen besetztes Rohrgebüsch am Ufer des Black-Warrior-Flusses bei Tascalosa in Alabama, das eine Fläche von 25 Acres bedeckte, wurde angezündet. Nachdem das Feuer sich ausgedehnt hatte, begannen Wirbelwinde von großer Mannigfaltigkeit der Form sich in dem heißesten Theile desselben zu zeigen. „Sie waren zuerst von verhältnismäßig kleinem Maßstabe, da ihre Höhe 35 bis 40 Fuß nicht überstieg. Dann aber folgten andere in größerem Maßstabe, bis sie mehr als 200 Fuß Höhe erreichten. Die Flamme und der Rauch, die Säulen bildeten, waren durchaus von der allgemeinen Masse, die von dem Feuer aufstieg, verschieden. Selbst als das Feuer bis zu großer Ausdehnung niedergebrannt war, bildeten sich viele Wirbelwinde über der Asche.“ Zu Anfang des Brandes herrschte Nordost, aber kurz nach Beginn blies die Luft unten von allen Seiten gegen die Mitte des Feuers. Die Rauchsäulen stiegen mehr als 600 Fuß fast senkrecht in die Höhe, bogen sich dann plötzlich und zeigten hierdurch genau an, wo der herrschende Nordost über jene das Feuer umgebenden Strömungen die Oberhand erhielt. „Die ganze Luftmasse zeigte nach ihrem Eintritte in den Raum über dem Feuer eine Tendenz zu einer Drehbewegung, indem sie voll von kleineren und größeren Wirbelwinden war. Dieselben drehten sich um ihre Achsen von rechts nach links und von links nach rechts ohne vorherrschende Tendenz für eine dieser Richtungen. Oft wechselte ein Wirbelwind seinen Drehungssinn, kehrte auch wohl zum anfänglichen zurück, und in einigen wenigen Fällen wiederholte sich dieses mehrmals.“

Noch großartigere Wirbelwinde entstehen häufig gelegentlich der ungeheuren Brände, durch welche die Urwälder Nordamerikas und an anderen Orten gelichtet werden.

Als im Sommer 1824 Dr. Cowles bei Amherst in Massachusetts an einem warmen ruhigen Tage sieben Acres ausgeschossenes Bau- und Reisigholz anzünden ließ, vereinigten sich Rauch und Flammen zu einer großen, wirbelnden Säule, welche in Kegelform sich erhob und zu mächtiger Höhe emporstieg. Ein heftiges, in großer Entfernung hörbares Brausen oder Brüllen begleitete sie. Die Wirkung dieses Wirbelwindes war so heftig, dass er große Stücke Reisig vom Boden aufhob, selbst von solchen Stellen, die vom Feuer nicht berührt wurden, und sie hoch in die Luft emportrug. Von einem ähnlich entstandenen Wirbelwinde in Stockbridge, ebenfalls in Massachusetts, berichtet Th. Dwight, dass die gewundene Rauchsäule über der Feuersäule sich nicht nur wie diese mit der erstaunlichsten Geschwindigkeit drehte, sondern auch wegen ihrer großen Höhe anmuthig in der Luft schwankte. Die Stärke des Wirbelwindes war so groß, dass junge Bäume von 6 bis 8 Zoll Dicke vom Boden aufgerissen und 40 bis 50 Fuß hoch emporgetragen wurden. Auch damals wurde die Erscheinung von einem lauten und anhaltenden, donnergleichen Gebrüll begleitet.

Ähnliche wirbelnde Säulen bilden sich bisweilen über den Kratern thätiger Vulcane. So beobachtete Professor v. Seebach am 8. April 1866 während der Eruption des Vulcans von Santorin eine solche Aschentrombe, die plötzlich, von dem gewöhnlichen Donner begleitet, in Form einer gewaltigen Dampfschraube aufstieg und nach genauer Messung 580 Meter Höhe erreichte. Wie über ausbrechenden Vulcanen, so verdichten sich bisweilen auch bei den durch Feuer erzeugten Wirbelwinden die mit emporgerissenen Wasserdämpfe über der Rauchsäule zu Regen bringenden und Blitze aussendenden Wolken.

Als die Ursache dieser bei großen Bränden und vulcanischen Eruptionen entstehenden Wirbelsäulen bezeichnet Reye die Wärme, welche durch Ausdehnung die Luft und den Rauch zum Aufsteigen zwingt, welche so das atmosphärische Gleichgewicht stört und veranlaſst, daſs die benachbarte Luft von allen Seiten zur Brandstätte herzuströmt. „Selbst bei vollkommen ruhiger Atmosphäre wird dieses Hinzuströmen nie ganz gleichmäßig geschehen; die ungleichmäßige Vertheilung des Brennstoffes, die ungleichen Temperaturen auf der Brandstätte selbst, auch wohl die wechselnde Höhe des Bodens und der ihn bedeckenden oder umgebenden Bäume und anderen Pflanzen sind daran schuld. Deshalb tritt leicht von Anfang an ein excentrischer Zufluſs und damit eine schwache spiralförmige Bewegung in der aufsteigenden Luft ein. Die immer rascher nachströmende Luft folgt diesen ersten Spiralwindungen, weil sie in deren Richtungen den kleinsten Widerstand findet, und durch die wachsende Geschwindigkeit wird die Centrifugalkraft der Luftmassen und damit zugleich die Anzahl der beschriebenen Windungen vergrößert."



Aschentrombe von Santorin am 8. April 1866.

Ganz analoge Erscheinungen lernen wir bei den Wettersäulen und Wasserhosen kennen. Die einfachste Form der Wettersäulen oder Tromben stellen jene kleinen Wirbelwinde dar, welche manchmal an stillen, sonnigen Tagen den Staub und Sand unserer Landstraßen und großen Plätze emporheben und oft nicht eine halbe Minute andauern. Bisweilen kann man solche Staubsäulen von 50 bis 100 *m* Höhe beobachten, welche langsam fortschreiten und sich nach kurzer Dauer wieder auflösen. Derartige Wirbelwinde kommen in allen Erdtheilen vor; mitunter werden sie durch ihre wachsenden Dimensionen zu einer großartigen Erscheinung. Clarke beobachtete solche Staubwirbel in den russischen Steppen, Prschewalski in Centralasien, Bruce in den Wüsten Afrikas und Stephenson erlebte wiederholt ähnliche, schnell rotierende Sandsäulen am Ganges, die sich in einem Falle bei 4 *m* Durchmesser sogar bis in die Wolken erhoben. Mächtige Staubsäulen sah Lyons in Mexiko, Humboldt in den südamerikanischen Steppen. Auch in

Australien kennt man diese rotierenden Staubsäulen, welche den Goldsuchern oft ihre leichten Gezelte niederwerfen; besonders häufig treten sie in schattenlosen Ebenen auf. Belt, der diese australischen Luftwirbel genau beobachtet hat, spricht die Überzeugung aus, dass sie „die Canäle seien, welche die erhitzte Luft von der Erdoberfläche zu den höheren Regionen führen".

Eine viel größere Kraft als diese harmlosen Staubsäulen entwickeln die Land- und Wasserhosen, von denen die ersteren durch ihre mechanischen Wirkungen weit gefährlicher sind als die letzteren. Diesen Wettersäulen oder Tromben geht meist eine drückende, schwüle Luft voraus, oft herrscht völlige Windstille, immer aber erscheinen die Windverhältnisse derart, dass man sie nicht mit dem Phänomen in nähere Beziehung bringen kann. Die Form dieser Gebilde ist sehr mannigfaltig. Die Landhosen werden oft als ungeheure Trichter geschildert, deren Spitze nach unten gekehrt ist, noch häufiger wohl als langgestreckte Schläuche oder Säulen, die meistens etwas geneigt oder gekrümmt zum Himmel emporsteigen. Der Fuß der Landhosen ist häufig von Staubwolken umgeben. Höhe und Durchmesser sind sehr verschieden. Man hat Tromben beobachtet, deren unteres Ende einen Durchmesser von 50, ja selbst mehr als 300 *m* gehabt hat, und unter den amerikanischen Tornados kommen sogar solche vor, die Landstriche von 1600 *m* Breite und darüber verwüsten. Die Höhe der Landhosen kann bis zu 600 *m*, ja bis 1600 oder 1900 *m* ansteigen. Die Bewegung der Wettersäulen ist häufig eine dreifache, eine fortschreitende, drehende und verticale. Die fortschreitende Geschwindigkeit ist sehr verschieden, von derjenigen eines Fußgängers an bis zu der ungeheuren von 1000 *m* in der Minute; ganz stillstehende Tromben sind äußerst selten. Manchmal überspringen die Wettersäulen in ihrem zerstörenden Laufe ganze Strecken Landes, indem sie oben in der Luft ihren Weg fortsetzen und sich weiterhin wieder bis auf den Boden herabsenken. Die Drehbewegung kann fehlen; sie kann aber auch sehr heftig werden; sie scheint bald gegen die Sonne, bald mit ihr zu gehen. Dazu kommt eine starke verticale Bewegung der Luft in der Säule, so dass die Drehbewegung vielfach als eine schraubenförmige bezeichnet wird; die aufsteigende Bewegung ist viel häufiger als die absteigende. Oft werden die Wettersäulen von elektrischen Erscheinungen, Blitz und Donner, von Hagel, Schnee- und Regenfall begleitet. Endlich ist zu erwähnen, dass häufig ein betäubender Lärm wahrgenommen wird, ein Rollen, wie von Lastfuhrwerken, ein Rasseln, Sumsen und Pfeifen. Wiederholt sind mehrere Tromben zugleich gesehen worden, auch folgen nicht selten mehrere aufeinander. Vor allem aber machen die mechanischen Wirkungen der Wettersäulen einen überwältigenden Eindruck auf die meisten Beobachter; doch beschränken sich diese Wirkungen auf die verhältnismäßig schmale Fläche, welche den Fuß der Säule überstreicht. In vielen Fällen erkennt man aus der Art und Weise der in der Nähe der Tromben angerichteten Verheerungen, dass ein allseitiges Heranströmen der Luft gegen den Fuß der Säule stattfand. Leichte Gegenstände werden hoch in die Lüfte gehoben und mitunter in meilenweiter Entfernung wieder aufgefunden. Häufig sind Häuser zu Dutzenden zerstört, Bäume zu Hunderten abgebrochen oder entwurzelt worden; ja man liest von ganzen Dächern, Schiffsmasten, starken Bäumen, die hoch durch die Lüfte entführt, von Menschen, ja sogar von Pferden und belasteten Boten, die emporgehoben, und von schweren Kanonen und Mörsern, die von der Stelle gerückt wurden. Lampadius hat eine anschauliche Schilderung der Trombe gegeben, welche den Ort Hainichen im sächsischen Erzgebirge verheerte; seine Erzählung möge hier als Beispiel Raum finden.

„Am 23. April 1800 wechselte der Wind häufig seine Richtung; mehrere Gewitterwolken waren schon vorübergezogen, als nun etwa 4 Uhr nachmittags,

ungefähr eine halbe Meile vom genannten Orte, aus einer dicken Wolke ein langer nebelartiger Schlauch herabhieng, der sich bald bis zur Erde herabließ, bald wieder zur Wolke hinaufgezogen wurde. Dabei bewegte sich die Wolke, der Schlauch senkte sich wieder bis zur Erde und strich mit unglaublicher Schnelligkeit, von Staub und Verwüstung begleitet, in einer Breite von etwa 60 Schritt binnen sieben bis acht Minuten über eine Strecke von ungefähr einer deutschen Meile fort. Alles, was der Wirbel auf seiner Bahn traf, ward zerstört, während an seiner Grenze vollkommene Windstille herrschte; denn unter anderem sah eine Bäuerin zu Dittersdorf aus ihrem Fenster eine benachbarte Scheune mit Geprassel einstürzen, ohne etwas vom Winde zu empfinden. In Arensdorf, auf dessen Feldern die Zerstörung durch Niedersinken des Schlauches den Anfang nahm, wurden die Häuser oder deren Dächer weggerissen, gewaltsamer aber wirkte das Meteor zu Dittersdorf, zerstörte das vor sechs Jahren neu erbaute Philippi'sche Gut, streute die Scheune in Stücken umher, verrückte die Stallungen und zertrümmerte selbst das massive Wohnhaus, mit Ausnahme des linken Flügels, den es jedoch um drei Ellen weit fortschob. Das Dach und die Fruchtböden mit Getreide wurden in einen nahen Teich geschleudert, das Mauerwerk zerrissen, und selbst die Gewölbe widerstanden der Gewalt nicht, mit Ausnahme der Küche, wo die Bewohner einen Zufluchtsort der Rettung fanden. Das Federvieh wurde in der Luft umhergeworfen und dadurch getödtet, doch fand man an den Federn keine Spur von Versengung. Auf dem nächstfolgenden Gute riss der Wirbel drei Seitengebäude und zwei einzelne Häuser nieder, und brach sich dann gewaltsam eine Bahn durch den wenig entfernten Wald. In einer Breite von 60 Schritt blieb kein Baum, kein Strauch verschont, sie wurden ausgerissen oder abgebrochen und in einem Augenblicke war eine Allee durch den Wald hergestellt. Mehrere Bäume fanden sich bis an die Spitze abgeschält, einige etliche hundert Schritt über den Stigrisfluss fortgeschleudert. Auch über Etzdorf, unweit des Städtchens Rosswein, erstreckte sich die Verheerung, indem einige Häuser niedergerissen, andere abgedeckt und mehrere in der Strecke stehende Bäume, unter anderen starke Ulmen und Linden, ausgerissen und zerbrochen wurden. Die wirbelnde Bewegung ließ endlich nach und die Wolkensäule zerstreute sich, nachdem sie unter anderem einen Knecht nebst seinen Pferden aufgehoben und ersteren in einen Hohlweg, letztere in ein nahes Gebüsch geschleudert hatte."

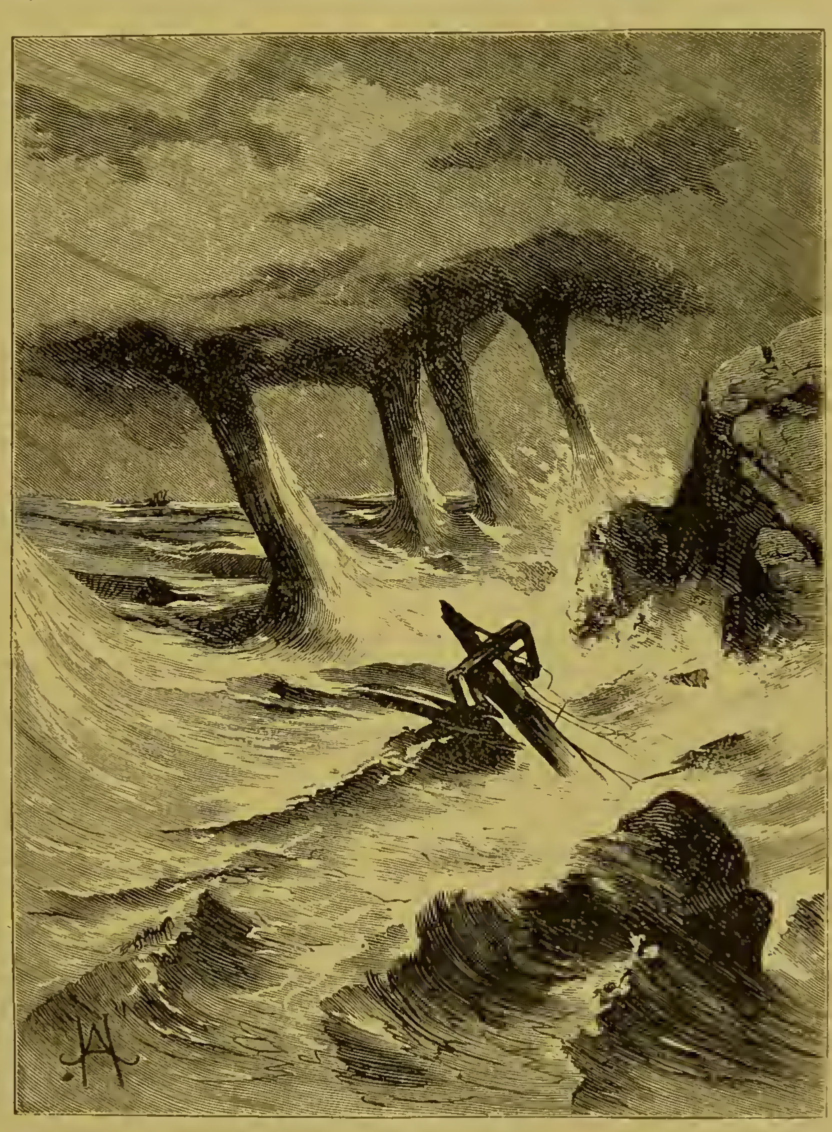
Am 26. August 1826 verheerte eine Trombe die Stadt Carcassonne, welche bereits früher, im November 1780, durch ein ähnliches Phänomen gelitten hatte. An jenem Tage wehte morgens ein sehr heißer Südwind, gegen Mittag sammelten sich westwärts Wolkenmassen an und der Wind blies stark; plötzlich sah man in verschiedenen Richtungen die Wolken zur Erde herabkommen, gleichsam als würden sie von dieser angezogen. Ein dumpfes Getöse folgte, das mit einem donnernden Krachen endigte. Von allen Seiten wurde die Luft mit großer Schnelligkeit gegen eine dunkle Wolke gleichsam hingezogen. Es erfolgte eine abermalige starke Detonation und man sah eine röthliche Säule vom Himmel zur Erde herabsteigen, die alles vernichtete, auf das sie traf. Ein junger Mensch von 17 Jahren wurde durch sie herumgewirbelt und sein Kopf an einem Felsen zerschmettert. Die Trombe entwurzelte in ihrem Fortschreiten die stärksten Bäume, stürzte Mauern um, verrückte große Felsmassen und drang auf das Schloss ein. Dort warf sie die steinernen Pforten des Thorweges um und stürzte, vom Dache hereinbrechend, sämmtliche Etagen mit donnerndem Gekrach zusammen. Weiterschreitend hob sie den Fußboden auf, zertrümmerte eine Mauer, warf die Wagen in den Graben und entwurzelte mehrere Bäume. Das Meteor hinterließ einen starken Schwefel-

geruch und endete in einem heftigen Regen, worauf sich mit einfallendem Ostwind der Himmel klärte.

Bemerkenswert sind die elektrischen Wirkungen, welche die Trombe von Chatenay am 18. Juni 1839 begleitet haben. Dieselbe bildete sich während eines Gewitters, verwüstete völlig den Park des Schlosses, riss von diesem die Dächer und Kamine fort und schleuderte Pfannen und Ziegel 500 *m*, ja sogar Bäume mehrere Hundert Meter weit fort. Dann warf sie an einem Teiche die Hälfte aller Bäume um, tödtete alle Fische und zertheilte sich endlich in der Ebene. Alle getroffenen Bäume waren ausgetrocknet, als wären sie 48 Stunden in einem 150° warmen Ofen gelegen; ihr Saft war verdampft und ein Theil des Stammes in Latten zerspalten. Auch in der Trombe, welche am 19. August 1845 über Malaunay und Monville in der Normandie hingieng, hat, allen Berichten zufolge, wahrscheinlich die Elektricität eine sehr bedeutende Rolle gespielt. Gegen 1 Uhr nachmittags, nach einer drückenden Schwüle, während welcher das Barometer schnell von 760 auf 705 *mm* gefallen war, sahen Schiffer die Trombe sich auf der Seine am Fuße der hohen Steilküsten von Canteleu bilden. Einem umgekehrten Kegel gleich, unten schwarz, oben roth, fegte die Trombe mit ihrer Spitze die Wasserfläche und stürzte sich dann in das Thal von Maromme. Sie schritt in schroffen, zickzackähnlichen Sprüngen nach rechts und links vor, brach durch die Wälder, die in ihrem Wege lagen, breite Gassen übereinandergestürzter, zertrümmerter und zermalmter Bäume, fiel dann über drei Spinnereien bei Monville her, zerstörte sie und setzte sie gleichzeitig in Brand. Nachdem sie Hunderte von Arbeitern unter diesen Trümmern begraben hatte, nahm sie ihren verderbenbringenden Lauf über das Plateau von Clères, theilte sich dann und erhob sich in die oberen Regionen der Atmosphäre, Trümmer aller Art, Bretter, Schiefer, Papier mit sich führend, die erst bei Dieppe in Abständen von 25 bis 38 *km* vom Schauplatz der Katastrophe niederfielen. In Buenos Aires waren die Tromben von 1805 und vom März 1866 imstande, die Atmosphäre in nachtgleiches Dunkel zu hüllen und einzelne Menschen auf den Straßen zu ersticken, und nachdem diese Erscheinung vorübergegangen war, ergoss sich ein förmlicher Schlammregen über die Stadt. Am 8. April 1833 zerstörte ein solcher Luftwirbel bei Calcutta nicht weniger als 1200 Fischerhäuser und tödtete 215 Menschen.

Wenn eine Wettersäule über eine Wasserfläche geht, so wird sie zur Wasserhose (französisch Trombe, englisch Water-Spout). Auf dem Meere sind die Wasserhosen nicht selten, namentlich in der Calmenzone; besonders häufig beobachtet man sie zwischen den Inseln des ostindischen Archipels und an der Guineaküste; auch im Mittelländischen und Rothen Meere werden sie angetroffen und einzelne Fälle sind auch von der Ostsee und von einigen Schweizer Seen bekannt. So wurden z. B. auf dem Bodensee am 4. Juli 1872 gleichzeitig drei Wasserhosen beobachtet. Wenn eine Landhose in ihrem Fortschreiten auf eine Wasserfläche trifft, so wird sie zur Wasserhose und umgekehrt. Daher kommt es häufig vor, dass Wettersäulen beim Überschreiten von Flüssen in Wasserhosen sich verwandeln, was man wiederholt im Rheinthale zwischen Koblenz und Bonn gesehen hat. Daraus geht aber auch hervor, dass beide Formen eigentlich nur eine Art von Naturerscheinung darstellen, wie denn das über das Äußere, die Dimensionen und die Bewegung der Sandhosen Gesagte der Hauptsache nach auch von den Wasserhosen gilt. In dem von der Direction der Seewarte in Hamburg herausgegebenen „Segelhandbuch für den Atlantischen Ocean" finden wir über die äußere Erscheinung der Wasserhosen eingehendere Angaben. „Auf einem Raume, der meist den beträcht-

lichen Durchmesser von 30 bis 100 *m* hat, zeigt die Meeresfläche eine kochende, sprudelnde Bewegung; springbrunnenartig steigen spitzige Wasser- oder Schaummassen empor und versinken, während andere sich heben; nach der Mitte zu erreichen sie die Höhe von 4 bis 8 *m* und darüber; eine Wolke von Wasserstaub umgibt und überragt sie; dieses ist der Fuß der Wasserhose, aus dessen Mitte sich die eigentliche Säule oder der Schlauch erhebt. Dieser tritt vorzugsweise in zwei Formen auf, nämlich entweder als breite, dunkle, mehr oder weniger stundenglasförmige Säule, oder als dünner, meist hell mit dunklen Rändern (scheinbar hohl)[1]) erscheinender Strang von großer Länge und annähernd überall gleicher Dicke. Beide Formen scheinen dadurch ineinander überzugehen, dass zuweilen die letztere, wenigstens theilweise, von einer Nebelhülle in Walzen- oder Kegelform umgeben ist, welche mit den Wasserhosen der ersten Form Ähnlichkeit hat, so dass die zweite Form zuweilen den Kern der ersten zu bilden scheint, welcher durch die Hülle durchscheint oder in ihren Lücken und namentlich bei ihrem Zerfallen gegen Ende der Erscheinung frei zu Tage tritt. Nach oben zu schließt sich der Schlauch in der Regel an eine sehr schwere, dunkle Wolke durch einen Ansatz an der letzteren, von der Form eines umgekehrten Kegels (Trichters) an, in welchen die dunkle Säule der breiten Form direct übergeht oder in dessen Umhüllung



Wasserhosen auf dem Meere.

---

[1]) Als am 29. April 1889 der amerikanische Dampfer „Santiago" in der Nähe der Bahama-Inseln den Außenrand einer Wasserhose von etwa 60 bis 70 *m* Durchmesser passierte, konnte man deutlich wahrnehmen, dass das Innere derselben hohl war.

der dünne Strang der zweiten Form unseren Blicken entzogen wird. Häufig reicht auch der Wirbel nicht bis auf die Meeresfläche herunter, so daſs auf dieser keine Bewegung bemerkbar ist und also auch der Fuß der Wettersäule fehlt. Es hängt dann, wie dieses namentlich in den Tropen ein gar nicht ungewöhnliches Phänomen ist, wenn man es bei uns auch nur selten beobachten kann, ein bloßer trichterförmig nach unten sich verjüngender Zipfel von der unteren Fläche der Wolke herab, in welchem man den Nebel, aus dem er besteht, emporwirbeln sieht, wie bei ruhigem Wetter den Rauch aus einem Schornstein. Bei der Ausbildung einer vollständigen Wasserhose verlängert sich dieser Zipfel abwärts, bis er sich mit den immer höher aus dem Meere emporsteigenden Schaum- und Nebelsäulen zu einem langen Schlauche vereinigt. Diese Abwärtsverlängerung des oberen Wolkentrichters hängt jedenfalls nicht mit einem Niedersinken der Luft, sondern nur mit einer weiteren Abwärtsverlegung des Ortes zusammen, an welchem in der aufwärts strömenden Luft die Verdichtung des Wasserdampfes zu Nebel beginnt. Ebenso verschwindet beim Aufhören der Wasserhose der mittlere Theil des Schlauches zuerst, nicht etwa weil die Bewegung hier aufhörte, während sie oben und unten noch fortdauerte, sondern weil sie aufhört, sichtbar zu sein, indem sie nicht mehr Wassertropfen, respective Nebel in diesem Theile führt."

Es möge nun die Schilderung einer Wasserhose folgen, welche Napier auf offener See beobachtet hat. Am 6. September 1844 wurde in 30° 47′ nördl. Br. und 62° 40′ östl. L. v. Gr., gegen 2 Uhr nachmittags, etwa 360 Faden rechts vom Schiffe, die Bildung des Meteors bemerkt. Die Luft war dunstig und schwül, südwärts schwebten düstere, schwere Wolken niedrig am Himmel, der Wind gieng veränderlich, und dann und wann fielen einige Regentropfen. Das Wasser erhob sich plötzlich in cylinderförmiger Gestalt und dunstartig in die Höhe. Der Fuß der Trombe zog südwärts, an Höhe und Umfang zunehmend, dem herabhängenden Gewölke entgegen, mit schraubenförmiger, schneller Bewegung, bis er mit dem Ende einer Wolke in Berührung kam, welche auch ihrerseits herabsank, um mit ihm zusammenzutreffen. Die Wasserhose blieb einige Minuten lang, etwa eine Seemeile vom Schiffe entfernt, unverrückbar stehen. An ihrem Fuße kochte und dampfte das Wasser und entlud sich rauschend und zischend in die überhängende Wolke. Bald darauf drehte sich, dem gerade herrschenden Winde entgegen, die Trombe dem Schiffe zu und kam auf den Steuerbordbaum desselben zu. Trotz veränderter Richtung des Schiffes kam das Phänomen demselben ungemein nahe. Es wurden nun mehrere Schüsse auf die Trombe abgefeuert und eine Kugel schnitt sie in etwa einem Drittel ihrer Höhe über der Basis mitten durch. Beide Stücke schwankten, wie vom Winde bewegt, einige Augenblicke hin und her, vereinigten sich indes wieder zu einem Ganzen. Erst später zerstreute sich dies in eine ungeheure schwarze Wolke, die in großen schweren Tropfen ihre Wassermasse ausregnete. Die größte Höhe der Trombe betrug etwa 550 *m*.

So scheinen also die Wasserhosen nicht ein eigentlicher Wasserstrom zu sein, sondern es ist wohl vielmehr Dunst und mitgerissener Wasserstaub, welcher zur Wolke emporsteigt. Deshalb sind denn auch ihre mechanischen Wirkungen ziemlich unschädlich und die Schiffe kommen regelmäßig mit dem Schrecken davon. Wir müssen bis auf das Jahr 1674 zurückgehen, um eine Wasserhose zu finden, welche einem Schiffe ernstlichen Schaden zufügte; dieselbe ergriff an der Küste von Guinea während der Windstille ein Schiff von 300 Tonnen und 16 Kanonen am Steuerbord, zerbrach ihm Bugspriet und Fockmast und hätte es fast umgeworfen, wenn nicht der Wirbelwind es gleich darauf wieder auf die andere Seite geworfen hätte.

Es ist schon oben angedeutet worden, dass die Erklärung der Wettersäulen sich an die bei Bränden entstehenden Wirbelwinde anschließt. Reye, der sich mit diesem Phänomen eingehend beschäftigt hat, ist der Ansicht, dass die Wettersäulen verticale Luftströme seien, welche die warme und feuchte Luft von der Erdoberfläche strudelnd emporführen oder auch kalte Luft von oben zu ihr herabbringen. „Die Plötzlichkeit," sagt er, „mit der sich die Wettersäulen wie von selbst in ruhiger Atmosphäre bilden, und die Heftigkeit ihres Auftretens legen den Gedanken nahe, dass ihnen ein labiles Gleichgewicht der Luft vorhergehe, und dass durch sie die gewaltsame Umwälzung der Luftschichten geschehe, aus welcher das stabile Gleichgewicht sich wieder herstellt. Wirklich müsste bei stabilem Gleichgewichte der Atmosphäre die Bewegung eines immerhin nicht breiten Luftstromes rasch an dem passiven Widerstande der durchbrochenen, ruhenden Luftschichten erlahmen, ähnlich, wie wir es bei den Rauchsäulen unserer Kamine wahrnehmen. Die Entstehung jenes labilen Gleichgewichtes in ruhiger Atmosphäre ist nun aber unschwer zu erklären. Vom erwärmten Boden aus wird nämlich an windstillen sonnigen Tagen den unteren Luftschichten ganz allmählich eine höhere Temperatur ertheilt, so dass sie sich langsam ausdehnen. Bei unruhiger Luft oder auf ungünstigem Terrain würde sehr bald diese erwärmte Luft sich, ähnlich wie die Dampfblasen in kochendem Wasser, in kleineren oder größeren Massen vom Boden ablösen und aufsteigen, während an anderen Stellen die kältere Luft herabsinkt und sich über den Boden ausbreitet; und durch derartige Bewegungen erklärt man ja das Zittern der Luft über Öfen, erhitzten Kieswegen u. dgl. Aber unter günstigen Verhältnissen können die untersten Luftschichten örtlich so stark erwärmt werden, dass sie trotz des auf ihnen lastenden größeren Luftdruckes sogar specifisch leichter werden als die über ihnen befindlichen Luftschichten. Beweis hiefür sind die trügerischen Luftspiegelungen in den Sandwüsten, welche den ermatteten, durstigen Karawanen das Gaukelbild eines Landsees vorzaubern, nicht selten wenige Minuten bevor der gefürchtete Wüstensturm sich erhebt und alles in Wolken heißen Sandes einhüllt; denn die Erklärung dieser Luftspiegelung setzt einen derartigen Zustand des labilen Gleichgewichtes in den untersten Luftschichten geradezu voraus. Bei einer zufälligen, vielleicht durch einen Reiter oder den Schatten einer Wolke hervorgerufenen Störung des Gleichgewichtes setzt sich dann die allmählich angesammelte Wärmemenge plötzlich in Bewegung um, und die Luft reißt in heftigem Auftriebe wirbelnde Säulen Sand hoch mit sich empor."

Eine gewisse Verwandtschaft mit den Tromben zeigen die Böen. Eine Böe ist ein heftiger Windstoß von verhältnismäßig kurzer Dauer, welcher aus einer schwarzen, am unteren Ende kreisförmig begrenzten Wolke losbricht und gewöhnlich von starken elektrischen Entladungen begleitet ist. Nach dem bereits citierten „Segelhandbuch für den Atlantischen Ocean" haben wir es in den Böen mit einem stoßweisen Herabsteigen rasch strömender Luftmassen aus höheren Luftschichten in die unterste, durch die Bewegungshindernisse am Erdboden zurückgehaltene Schichte zu thun. Dass die mittlere Windgeschwindigkeit mit der Erhebung über dem Erdboden rasch zunimmt, haben wir schon im vorigen Capitel gesehen; ferner muss beachtet werden, dass die Richtung des Wolkenzuges, also der oberen Luftströmungen, von der Richtung des Unterwindes durchschnittlich auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abweicht, ebenso wie die Richtung des Windstoßes von jener des Windes vor- und nachher; dass die vorherrschende Richtung der Böen mit dem herrschenden Wolkenzuge übereinstimmt, wird auch für die tropischen Theile des Atlantischen Oceans hervorgehoben. Das Herniederkommen der rasch bewegten Luftmassen aus der Höhe an die Erdober-

fläche scheint hauptsächlich unter zwei Umständen zu geschehen: entweder durch starken Regen, welcher die Luft mit sich in die Tiefe reißt, oder dadurch, dass sehr kalte Luft über hoch erwärmte hinstreicht; ist die Temperaturabnahme im letzteren Falle rascher als $1/2$ bis 1^0 C. für je 100 *m.* (je nach dem Feuchtigkeitsgehalt), so ist in jedem Niveau die herabsteigende Luft dichter, als die zu ihrem Ersatze emporsteigende, und gewinnt also die Bewegung immerwährend neue Antriebe. Die emporsteigende Luft verdichtet ihren Wasserdampf durch Abkühlung zur Wolke; hieraus und aus dem Mitgerissenwerden der Luft durch den Regen erklärt es sich, warum die Windstöße gewöhnlich mit Wolken- und Regenschauern verknüpft sind, und fast nur in der Nähe der Gebirge, wo noch anderweitige mechanische Einflüsse hinzukommen — das Emporbringen des Windes auf geneigten Ebenen und der Ausschluss alles horizontalen Luftaustausches in der Tiefe — harte Windstöße auch ohne Condensation und Regenfall auftreten. Aus dem Obigen wird auch verständlich, warum Böen in gemäßigten Breiten besonders auf der Rückseite von ostwärts fortschreitenden Depressionen auftreten, wo die vorhergehenden äquatorialen Winde noch warme Luft an der Erdoberfläche zurückgelassen haben, während in der Höhe dieselbe rasch durch den frei dahinstürmenden polaren Luftstrom verdrängt wird. Auffällig sind die Änderungen der Temperatur und des Luftdruckes in Böen. Erstere sind wohl, wenn das Wetter vorher bewölkt und regnerisch war, unbedeutend; wenn aber in den vorhergehenden Stunden desselben Tages heiteres Wetter mit warmem Sonnenschein herrschte, so sinkt das Thermometer während der Böe gewöhnlich sehr rasch um 2 bis 7^0. Das Barometer steigt unmittelbar vor und während der Böe in 20 bis 30 Minuten um $1/4$ bis 2 *mm* und sinkt dann in der Regel nicht vollständig wieder auf seinen früheren Stand.

Den Haupttummelplatz der Böen bilden die tropischen Gewässer Ostasiens; doch treten diese Stürme in minder heftigem Grade auch auf den anderen Meeren, vorzugsweise freilich den tropischen, auf. Die am meisten zu fürchtenden Böen sind die vorwiegend der Antillen-See und der tropischen Westküste Afrikas eigenthümlichen See-Tornados, welche als Wirbelwinde von verhältnismäßig geringer Fortpflanzungsgeschwindigkeit gelten können.

Ein altes Manuscript aus dem 17. Jahrhundert gibt folgende anschauliche Schilderung dieser Stürme: „Die Tornados sind veränderliche Winde. Sie werden im Portugiesischen Travados genannt, aber am treffendsten von den Griechen Eknephias (aus den Wolken heraus); denn ihr sicherstes Wahrzeichen ist eine dicke Wolke, die plötzlich über dem Horizont aufsteigt und leicht in jenen Gegenden, wo die Luft allgemein klar und heiter ist, sichtbar wird. Die Wolke wird wegen ihrer Kleinheit zuerst Olho de Boy, das Ochsenauge, genannt; doch nach so unmerklichem Beginn dehnt sie sich allmählich aus, und zuletzt, das ganze Angesicht des Himmels mit einem Vorhang von Dunkelheit bedeckend, verursacht sie schreckliche Stürme, Donner und Blitz und schwellt die tobende See empor zu den Wolken, welche sie in Fluten Regens mit Gewalt niederdrücken. Der Regen fällt eher in großen Cascaden und eimerweise als in Tropfen, manchmal zugleich mit Hagelsteinen von erstaunlichem Umfang. So veränderlich und unstet sind die Tornadowinde, so wenig gehorchen sie einer bestimmten Regel, dass sie gewöhnlich im Verlaufe einer Stunde nach allen Strichen des Compasses umspringen, indem sie in solch plötzlichen und ungeheuren Stößen blasen, dass ein Schiff, welches gerade an einer Seite umschlagen wollte, nicht weniger gefährlich an der anderen gefasst wird. Manchmal springen sie ohne Unterlass um, und manchmal wieder blasen sie ruckweise, so dass Ihr nach jedem Stoße eine vollkommene Windstille

habt. Laſst eine Flotte von Schiffen ſo nahe ſegeln wie möglich, ohne daſs ſie aufeinander ſtoßen, ſo werden ſie verſchiedene und entgegengeſetzte Winde haben.

„Beſonders an den Küſten von Afrika kann man an einem und demſelben Tage von vielen derſelben beunruhigt werden, je eine halbe oder dreiviertel Stunden lang; und wären ſie ebenſo anhaltend wie ungeſtüm, ſo würden wenige durch das Guineagold dahin gelockt werden, oder für das reichſte Handelsgut des Oſtens wagen, die Linie zu kreuzen.

„Unſere Seeleute begegnen den Tornados gewöhnlich vom 10. und 12. Grade Nordbreite an, ebenſo am Wendekreis des Steinbockes, nahe dem Vorgebirge der guten Hoffnung. Dort erhebt ſich die verhängnisvolle Wolke nur wie ein kleiner Fleck in der Luft, und verſchiebt ſich dann ſelbſt, gleich einem Teppich über dem Gipfel des Berges ſich ausbreitend; und ſie erſpähend, ziehen die Seeleute ſelbſt im ruhigſten Wetter ſogleich ihre Segel ein und treffen Vorſorge für den nachfolgenden Sturm, welcher nicht lange nachher im Blitz und Winde niederſteigt und um ſo gefährlicher iſt, weil er gleich mit äußerſter Wuth beginnt und plötzlich in einem Augenblick umſpringt. Ihr habt eine verrätheriſche Windſtille, einen fürchterlichen Sturm und im Verlaufe einer Stunde wieder klaren Himmel und die See ſpiegelglatt. Die Portugieſen verloren bei ihren Entdeckungen Oſtindiens von zwölf Schiffen neun, welche durch das ungeheure Ungeſtüm dieſer plötzlichen Stöße kenterten.

„Dieſe Eknephias kommen nicht nur an den Küſten von Malaguta und Guinea vor, ſondern reichen bis Terra de Natal; und am Cap Guardafui, nahe der Mündung des Arabiſchen Golfes, beunruhigen ſie jene Gegenden im Mai. Im Meere, gegen das Königreich Loango hin, in jenem Theile des Äthiopiſchen Oceans, ſind die Tornados am häufigſten im Jänner, Februar und März; an den Küſten Guineas herrſchen ſie im April, Mai und Juni. Sie kündigen ſich oft zwei bis drei Stunden im voraus an und dauern etwa eine, höchſtens zwei Stunden. Nie kommen ſie in den Wintermonaten vor. Sie ſind am heftigſten, wenn die Sonne dort dem Zenith nahe iſt und in der dortigen Regenzeit, wenn die Luft feucht iſt und größere Mengen blähender Dünſte liefert."

J. Hann betrachtet auch den Pampero Argentiniens und Uruguays als Böe. Derſelbe iſt ein kalter, an ſich trockener Südweſtwind, der über die großen Ebenen im Süden der Argentina über die Pampas herkommt und häufig zum Sturme wird. Der Pampero kündigt ſich durch dunkle Wolkenmaſſen am Südweſthorizonte an, die außerordentlich raſch heraufrücken; namentlich charakteriſtiſch iſt ein dicker ſchwarzer Wolkenwuſt, der in der Front heranrollt und die ganze Breite des Horizontes umſpannt; ſobald er den Zenith erreicht hat, bricht der Pampero plötzlich mit ſeiner größten Heftigkeit los. Dieſelbe hält durchſchnittlich nur 10 bis 14 Minuten an, dann läſst ſie nach und der Pampero weht noch einige Stunden mit verminderter Heftigkeit; zuweilen hält er aber auch tagelang an. In den meiſten Fällen begleiten den Pampero Regen und Gewitter oder folgen ihm doch unmittelbar. Deshalb und weil er auch Abkühlung bringt, iſt ſein Eintreten im Sommer nicht unerwünſcht. Er ſtellt ſich auch am häufigſten in den Sommermonaten October, November und Jänner ein, nachdem die ſchwülen Nordwinde eine Weile geherrſcht haben. So iſt er in der That als nichts anderes wie eine Regen- oder Gewitterböe zu betrachten, die von Südweſt in die warmfeuchte Luft der vorausgegangenen Nord- und Nordoſtwinde plötzlich hereinbricht.

Den Übergang von den Wetterſäulen zu den Orkanen bilden durch ihre Größe und ihre fürchterlichen mechaniſchen Wirkungen die **Tornados** Nordamerikas. Auch dieſe ſind äußerſt heftige, orkanartige Windſtöße, welche mit dichter

Wolke, gewöhnlich auch mit starken Regen- und Hagelfällen rasch fortschreiten, wobei der Wind an jedem Orte der Bahn eine rasche Drehung erfährt. Doch unterscheiden sie sich durch einige charakteristische Eigenthümlichkeiten von den oben besprochenen See-Tornados. Der Windstoß an jedem einzelnen Orte, welcher in der Bahn des Tornados liegt, währt selten länger als eine Minute. Vor dem Eintritt des Sturmes ist die Temperatur in der untersten Luftschichte sehr hoch für die Jahreszeit, im Sommer herrscht drückende Schwüle. Eine bis zum Boden herabreichende Wolke, welche die Gestalt einer Säule oder eines umgekehrten Kegels hat, nähert sich mit der Geschwindigkeit von 15 bis 20 *m* in der Secunde. „Ein Stoß, ein Krach, und vorüber ist das Meteor, einen Streifen von sehr wechselnder, durchschnittlich etwa 700 *m* betragender Breite hinter sich lassend, auf welchem alles verwüstet ist: Häuser demoliert, Bäume entwurzelt oder abgebrochen, schwere Gegenstände gehoben oder meilenweit fortgeführt; die ganze Erscheinung gleicht mehr einer plötzlichen, furchtbaren Explosion, als einem Sturme. Der verwüstete Streifen zeigt eine Länge von 3 bis 1300 *km*; bei den langen Bahnen ist er gewöhnlich an einigen Stellen durch Stücke unbeschädigt gebliebenen Gebietes unterbrochen, welche der Tornado übersprungen zu haben scheint, ohne den Erdboden zu berühren."

Von dem Verlaufe und den Wirkungen eines solchen Tornados bekommen wir am besten einen Begriff, wenn wir die Berichte von Augenzeugen vernehmen. Am 19. Juni 1835 wurde die Stadt New-Brunswick von einem Tornado heimgesucht. Professor Beck sah von einem Dampfschiffe des Raritonflusses aus, wie dieser Tornado sich bildete. Eine sehr dichte und niedrige Wolke breitete sich in einiger Entfernung wie ein dunkler Vorhang aus, senkte sich in der Mitte in Form eines Trichters oder umgekehrten Kegels gegen die Erde und vereinigte sich allmählich mit einem anderen Kegel, dessen Basis anscheinend auf dem Boden ruhte. In wenigen Minuten aber änderte sich dieser deutlich erkennbare Doppelkegel, und eine Säule erhob sich, an ihrem oberen Ende sich ausbreitend und einer vulcanischen Eruption gleichend. Diese Säulen- und Kegelformen wechselten mehrmals miteinander ab. Wiederholt konnte an dem emporgerissenen Staub, Holzwerk und anderen Trümmern eine Wirbelbewegung der Luft mit der Sonne deutlich wahrgenommen werden. Über die mechanischen Wirkungen dieses Tornados während seines 82 *km* langen Weges berichtet uns Hare Folgendes:

„Der Tornado warf jeden beweglichen Körper innerhalb seiner Bahn, welche 200 bis 400 Yards breit war, zu Boden oder trug ihn fort. Die Bäume, welche er nacheinander innerhalb seiner Achse erfasste, wurden in seiner Bahnrichtung niedergestreckt, wogegen diejenigen zu beiden Seiten allemal nach irgend einem Punkte zeigten, welcher unter der Achse gewesen war. Häuser wurden abgedeckt und mehrmals wurden in ihnen die Fußböden aufgebrochen; bei anderen wurden die Mauern wie durch eine Explosion nach auswärts umgeworfen. Zwei Thatsachen hat Herr Espy festgestellt und Professor Bache bestätigt, welche die Existenz einer Saugkraft beweisen. In einem Hause, welches der verticalen Einwirkung des Tornados ausgesetzt war, wurde ein Tuch von einem Bette fort und in einen an der südlichen Wand entstandenen Spalt hineingerissen, der sich nachher schloss und es festhielt. Das Gleiche wurde von einem Handtuche beobachtet, welches ähnlich in einem Spalte der nördlichen Wand festsaß. In einigen Fällen wurden Blockhäuser ganz von ihren Fundamenten gehoben. Balken und Sparren wurden von einem Hause gerissen und etwa 400 Yards weit fortgeschleudert, und zwar in einer entgegengesetzten Richtung wie die, nach welcher die nicht emporgehobenen Bäume niedergestreckt waren. Leichtere Gegenstände, wie

Schindeln, Hüte, Bücher und Papier, Zweige und Laub wurden natürlich noch viel weiter getragen. Es regnete nicht allgemein, aber Hagel und Regen begleitete den Fall der anderen Körper. Der Tornado dauerte an jeder Stelle nur wenige Secunden: bei einer Farm war der ganze Schaden angerichtet worden nach Aussage des Farmers, während dieser von der Vorder- zur Rückseite seiner Behausung gieng, so daſs vollständige Windstille herrschte, als er die Hinterthür erreichte. Inzwischen waren ihm Haus und Scheuer abgedeckt und die benachbarten Bäume niedergeworfen. Das Getöse, welches das Naturereignis begleitete, wurde von jedem Zeugen als fürchterlich geschildert; am besten läſst es sich mit dem Gerumpel einer sehr großen Anzahl schwerer Fuhrwerke vergleichen. Jeder Gegenstand auf seiner Bahn war an der Seite, von wo es herkam, mit Schlamm bespritzt; Häuser sahen aus wie mit Mörtel beworfen, und Menschen waren bis zur Unkenntlichkeit mit Schmutz bedeckt.

„Etwas Donner und Blitz begleitete den Tornado. Einige Bäume, die dem ersten Anprall widerstanden, gaben später nach und waren deshalb über den früher gefallenen gelagert. Die schwächeren Bäume lagen zu unterst und zeigten nach der Richtung, von welcher der Tornado herkam, während die stärkeren oben lagen und nach der Richtung zeigten, wohin er sich fortbewegte. Nur verschiedene Plätze wurden bemerkt, wo alle Bäume mit ihren Gipfeln nach einem gemeinschaftlichen Centrum hin gerichtet lagen. Aus dem Augenschein folgert Espy, daſs die sichtbare Höhe des Tornados etwa eine englische Meile betrug. Nach seinem Dafürhalten stimmen die Erscheinungen alle dahin überein, daſs sie eine nach innen gerichtete Bewegung von allen Seiten gegen das Centrum des Tornados und eine Aufwärtsbewegung in der Mitte beweisen."

Am 7. Mai 1840 brach ein Tornado über die Stadt Natchez am Mississippi herein, begleitet von solch trüber Dunkelheit, solchem Gebrüll und Gekrach, daſs die Einwohner die weite Verwüstung ringsum weder sahen noch hörten. Wenige Secunden, und der zerstörende Südost hatte die Stadt verheert, zwei Dampfschiffe und mehr als 60 Flachboote mit ihren Mannschaften zum Sinken gebracht und so den Tod von 317 Menschen verursacht.

Furchtbar war der Tornado, welcher am 27. März 1890 durch das Ohiothal seinen Weg nahm. Am verheerendsten äußerte er seine Kraft in Louisville (Kentucky), trat aber auch in den Staaten Indiana, Illinois, Missouri und Mississippi zerstörend auf. In Louisville wurden etwa 400 Häuser zertrümmert, die Vorstadt Portland völlig zerstört und gegen 100 Menschen getödtet. In Metropolis (Illinois) hat der Wirbelsturm 200 bis 300 Häuser demoliert, Bowling-Green in Kentucky ganz zerstört.

Dem „Segelhandbuch für den Atlantischen Ocean" entnehmen wir die folgenden Angaben über das Wesen der nordamerikanischen Tornados. Gewöhnlich treten sie in der südlichen Hälfte einer barometrischen Depression auf; die Richtung ihrer Bahnen ist im allgemeinen annähernd dieselbe, welche die Luftmassen in dem größeren Wirbel in der Wolkenhöhe besitzen. Die Richtung des Windstoßes stimmt, wie die hingestreckten oder fortgeführten Gegenstände auf dem verwüsteten Wege des Tornados zeigen, im allgemeinen zu beiden Seiten der Bahn und wie es scheint, in einem beträchtlichen Streifen zu beiden Seiten derselben mit der Fortpflanzungsrichtung des ganzen Tornados überein. Sehr häufig ist eine rasche Änderung der Richtung in dem Windstoße selbst während der wenigen Augenblicke des Vorüberganges beobachtet, und in der Regel findet diese Drehung der Luft unter der Tornadowolke in entgegengesetztem Sinne wie die Drehung des Uhrzeigers statt. „Sucht man sich aus allen bisher über die nordamerikanischen Tornados gesammelten Thatsachen

ein Bild von der Natur dieser zerstörenden Phänomene zu formen, so scheinen sie eine Verbindung der Vorgänge in einer Wettersäule und einer Böe darzubieten. Stellt eine Böe herabsteigende, in rascher Bewegung befindliche Luft dar, so muss angenommen werden, dass vor derselben die von dieser verdrängte untere Luft aufsteigt; geschieht dieses Aufsteigen, wenn die Böe stark und die untere Luft warm und feucht ist, in einigermaßen stürmischer Weise, so ist die Veranlassung zur Bildung von Wirbeln gegeben, die uns, unter günstigen Umständen, als Wettersäulen und Wasserhosen erkennbar werden. So ist voraussichtlich die wiederholt gemachte Beobachtung zu verstehen, dass vor der auf der Meeresoberfläche heranbrausenden Böe eine oder mehrere Wasserhosen einhertanzen. Ist die Mächtigkeit der aufsteigenden Luftmasse größer und ihr Auftrieb durch ihren großen Gehalt an Wärme und Wasserdampf bedeutender, so haben wir eine Wettersäule von riesigen Dimensionen, in welcher die Luft stürmisch zum Centrum und im Wirbel um dieselbe sich bewegt, und in welcher der aufsteigende Luftstrom von der — im Sinne der Fortpflanzung des Wirbels — hinteren und rechten Seite genährt wird durch niedersteigende Luftmassen, welche die größere Geschwindigkeit der Bewegung aus den höheren Luftschichten mitbringen und diese mit der rotierenden Bewegung im Wirbel zu einer ungeheuren Windstärke verbinden. Durch diese, allerdings noch der schärferen Begründung und Bestätigung an den Thatsachen bedürfende Auffassung würden die thatsächlich vorhandenen allmählichen Übergänge von den Tornados zu den gewöhnlichen Böen einerseits und den Wasserhosen anderseits erklärlich sein."

Die höchste Steigerung erfährt die Luftbewegung in den Wirbelstürmen der heißen Zone, den Cyclonen. Hauptsächlich treten sie in den tropischen Meeren auf und werden in Westindien Hurrikane, in den asiatischen Gewässern Taifune genannt. Glücklicherweise gehören aber die großen Cyclonen überall zu den Ausnahmserscheinungen, die noch dazu nur an gewisse Monate gebunden sind, und in manchen ausgedehnten Gebieten der Tropenzone sind sie fast ganz unbekannt. Würden wie bei uns die großen Cyclonen auch in der heißen Zone das Wetter beherrschen, dann wäre in den tropischen Meerestheilen die Schiffahrt ganz unmöglich und es bestünde zwischen den einzelnen Continenten keine oceanische Verbindung. Wir wissen bereits, dass auch die tropischen Stürme dieselben Gesetze befolgen, wie die der gemäßigten Zone; dennoch sind sie in vieler Hinsicht von den Stürmen der mittleren und hohen Breiten verschieden, was durch die Verschiedenheit der geographischen und meteorologischen Verhältnisse bedingt wird.

Es wurde schon oben (S. 195) betont, dass bei den tropischen Cyclonen der Wind auf allen Seiten des Centrums eine außerordentliche Heftigkeit hat. Die Partie, in welcher die Windstärke bis zum Orkan sich steigert, bildet einen Kreis oder vielmehr ein Oval von 90 bis 600 *km* Durchmesser und darüber. Im Mittelpunkte des Wirbelsturmes befindet sich ein barometrisches Minimum, in welchem der Luftdruck oft ganz ungewöhnlich niedrig, wenig über 700 *mm*, sich zeigt. Das Sinken des Barometers erfolgt dabei zumeist sehr rasch. Bei einem Wirbelsturme, der am 1. October 1866 die Bahama-Inseln betraf, fiel das Barometer in einer Stunde um 18 *mm*; bei der Cyclone am 12. October 1846, zu Habana, soll sogar die Abnahme des Luftdruckes so rasch gewesen sein, dass die Fenster nach außen gedrückt wurden. Um das barometrische Minimum liegt ein kleiner ungefähr kreisförmiger Raum von 15 bis 30 *km* Breite, in welchem der Luftdruck nicht viel höher ist als im Centrum; außerhalb dieses Raumes aber steigt der Luftdruck sehr schnell im Verhältnis zum Abstande vom Centrum, so dass der barometrische Gradient in vielen Fällen bis über 4·5 *mm* pro Meridiangrad hinaufgeht.

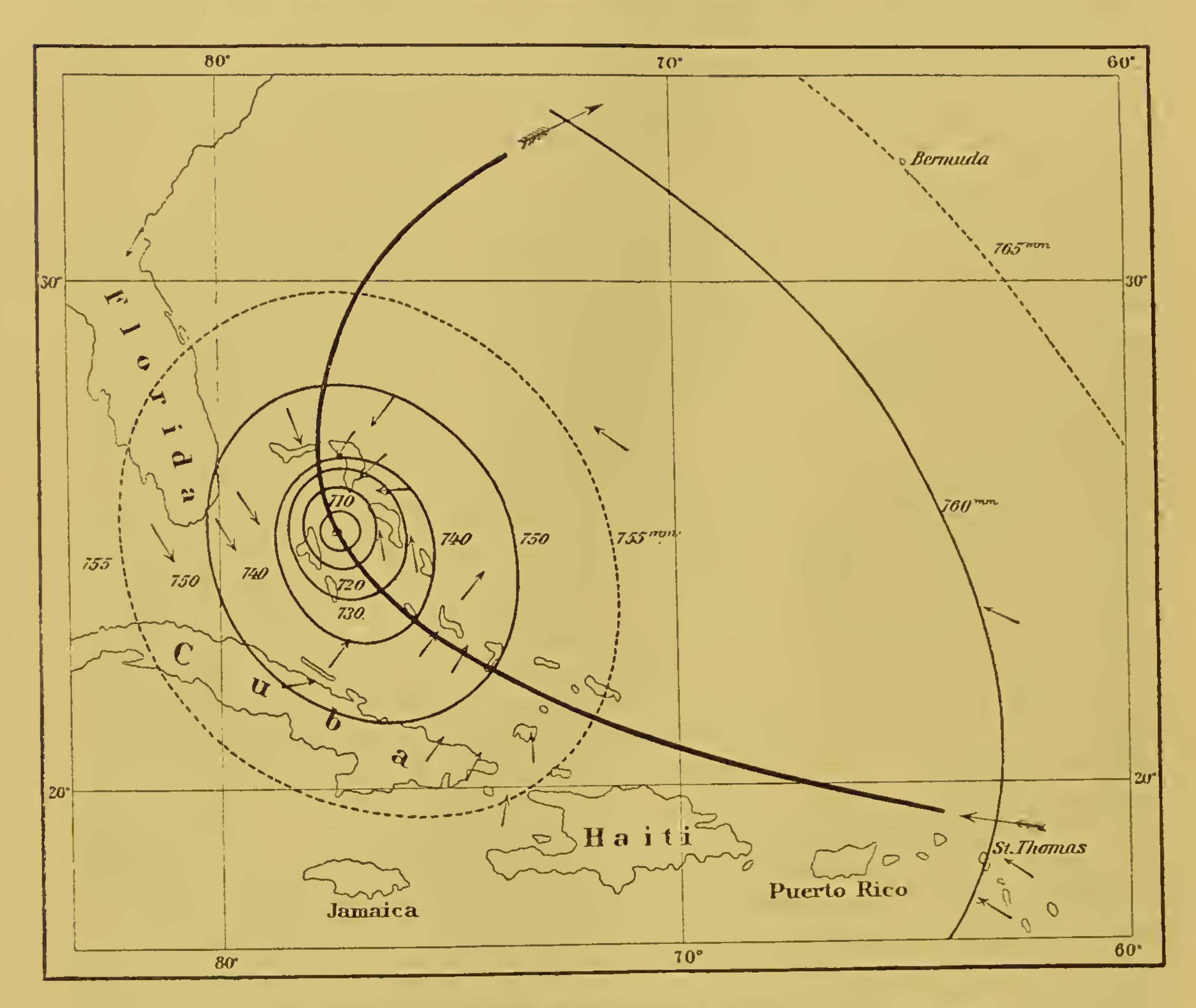
Eine charakteristische Erscheinung bei den tropischen Cyclonen ist die Windstille im Centrum des Sturmes, die „centrale Calme". Alle Schilderungen einer Cyclone bezeichnen jenen Moment als den schrecklichsten und den tiefsten Eindruck hinterlassenden, wo auf das entsetzliche Getöse des Sturmes plötzlich Todesstille folgt. Man fühlt, noch ist das Schrecklichste nicht vorüber, und die bange Erwartung vergrößert den Eindruck der Gefahr. Nach einiger Zeit bricht dann auch der Orkan mit der alten Wuth wieder herein, und zwar gerade aus der entgegengesetzten Richtung. Wie lange die centrale Windstille dauert, hängt hauptsächlich von der Geschwindigkeit ab, mit der sich das Sturmcentrum fortbewegt. Bei einem Orkane auf der Insel Mauritius im Jahre 1836 dauerte sie volle zwei Stunden, bei einem Taifune, dessen Krusenstern gedenkt, dagegen nur einige Minuten. In der centralen Calme herrscht zwar Windstille, aber auf dem Meere hat jedes Schiff, das in sie hineingeräth, wegen der wild und unregelmäßig wallenden See eine äußerst gefährliche Position.

Rings um das windstille Centrum wüthet der Orkan mit größter Stärke; nach dem Rande des Wirbels nimmt die Windstärke im Verhältnis zur Größe des Gradienten allmählich ab. Die kreisende Bewegung erfolgt, entsprechend dem Ablenkungsgesetze, auf der nördlichen Halbkugel entgegengesetzt der Uhrzeigerrichtung, auf der südlichen Halbkugel mit dieser übereinstimmend. Da im inneren Theile einer Cyclone der Wind fast in Kreisen um das Centrum bläst, werden demnach die Windbahnen daselbst sehr gekrümmt sein. Dies, in Verbindung mit der großen Geschwindigkeit der Luft, erzeugt eine ungewöhnlich starke Centrifugalkraft, welche die Richtung der Lufttheile auf der nördlichen Halbkugel sehr nach rechts, auf der südlichen Halbkugel sehr nach links ablenkt. Infolge dieser starken Centrifugalkraft ist die Richtung des Windes fast gar nicht nach dem Centrum hingekehrt, denn die durch die Erdumdrehung veranlasste Ablenkung zur Rechten oder zur Linken ist unter den niederen Breitengraden der tropischen Gegenden weniger bedeutend. Je weiter vom Centrum, um so kleiner wird die Geschwindigkeit des Windes, desto geringer die Krümmung der Windbahnen und desto schwächer folglich auch die Centrifugalkraft und die durch diese bedingte Ablenkung des Windes von der Richtung der Gradienten. In größerer Entfernung vom Mittelpunkte wird der Wind also nicht nur schwächer, sondern auch mehr gegen das Wirbelcentrum hin gerichtet erscheinen.

Die tropischen Wirbelstürme entstehen ungefähr unter dem 10. Grad nördl. oder südl. Br. und bewegen sich in der Art, dass das Centrum erst nach Westen fortschreitet, sich dabei vom Äquator auf der nördlichen Hemisphäre nach Nord, auf der südlichen nach Süd entfernend. Ungefähr unter den Wendekreisen oder in noch etwas höherer Breite wendet sich das Centrum häufig direct nach Norden, beziehungsweise nach Süden, um sich darauf auf der nördlichen Halbkugel nach Nordost, auf der südlichen nach Südost weiter zu bewegen. Auf diese Weise wird die Gestalt der Bahnen gewöhnlich einer Parabel ähnlich, deren Scheitel ungefähr zwischen dem 20. und 30. Breitengrade liegt und deren offene Seite dem Ocean zugekehrt ist. Während die tropischen Wirbelstürme in höhere Breiten fortschreiten, vergrößert sich der Umfang des Wirbels, und die Barometerdepression im Centrum des Sturmes nimmt ab. Die Geschwindigkeit des Fortschreitens des Sturmcentrums ist bei den tropischen Orkanen unvergleichlich geringer als die der drehenden Bewegung; während letztere über 150 *km* pro Stunde steigt, beträgt erstere durchschnittlich nur 15 bis 30 *km*.

Zur Erläuterung des über die doppelte Bewegung der Cyclonen Gesagten fügen wir eine Karte bei, welche den Verlauf eines Wirbelsturmes zeigt,

der am Abend des 1. October 1866 über die Bahamainseln hinwegging. Die dicke Linie stellt die Bahn des Wirbelcentrums dar, welche die charakteristische Umbiegung in der Nähe des Wendekreises zeigt; die Richtung des Windes ist durch kleine Pfeile angegeben; die Isobaren sind von 10 zu 10 *mm* eingetragen, überdies die Isobaren von 765 und 755 *mm*. In dem Augenblicke, den die Karte veranschaulicht, befand sich der tiefste Luftdruck von nur 703 *mm* (etwa 59 *mm* unter dem Mittel) bei der Insel Nassau. Auf einer Strecke von 30 bis 40 *km* um diesen Punkt war der Luftdruck nur wenig höher, aber in weiterer Entfernung



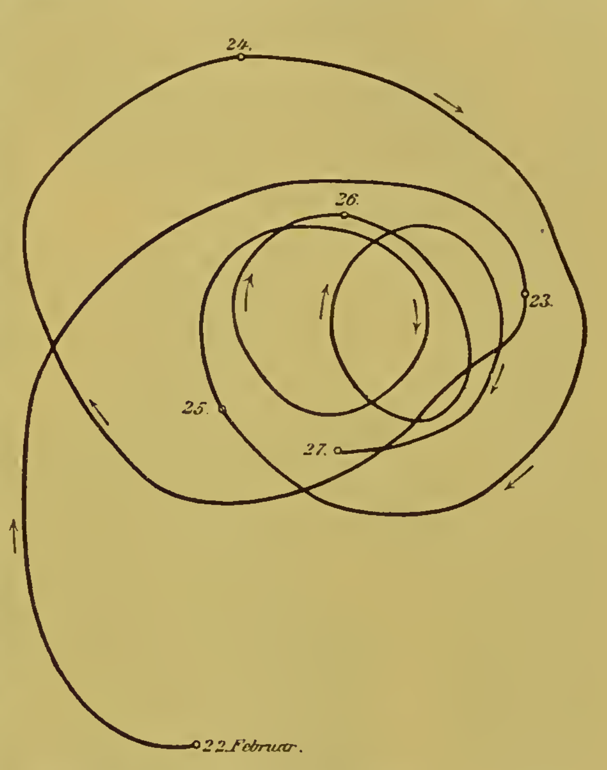
Bahn des westindischen Wirbelsturmes vom 1. October 1866.

war der Unterschied im Luftdruck in kurzen Abständen ganz außerordentlich, was man an der dichten Lage der Isobaren erkennt. Noch weiter von dem barometrischen Minimum bei Nassau entfernt, fangen die Isobaren wieder an etwas auseinander zu treten, und in der Nähe der Bermudainseln und von St. Thomas ist ihr Abstand schon ziemlich bedeutend.

Als Beispiel für die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Cyclonen mag ein Sturm dienen, der sein Centrum am 30. August 1853 unter 12° nördl. Br. unmittelbar im Süden der capverdischen Inseln vor der Westküste Afrikas hatte. Von hier nach Westen und etwas nach Norden fortschreitend, gelangte das Centrum

am 3. September unter den 20. Breitengrad im Norden der Antillen, hatte also in vier Tagen den Atlantischen Ocean durchmessen. Am 6. September hatte das Centrum des Cyclons[1]) den 30. Grad nördl. Br. südlich vom Cap Hatteras erreicht. Hier wendete es sich nun nach Norden und Nordosten, und passierte am 7. September die Höhe von Cap Hatteras. Am 8. kreuzte es den 40. Breitengrad im Süden von Halifax, bewegte sich am 9. die Südseite der Neufundlandbank entlang, befand sich am 10. mitten im Atlantischen Meere zwischen Neufundland und Irland auf dem 50. Breitengrad und am 11. im Nordwesten von Schottland, von wo es seine Richtung nach dem Eismeere hin nahm, ohne dass man dasselbe weiter hätte verfolgen können.

Bei den Cyclonen findet weder eine reine Wirbelbewegung, noch ein directes Zuströmen der Luft nach einem Mittelpunkte hin, sondern eine spiralförmige Bewegung der wirbelnden Luftmassen statt. Dass dies wirklich der Fall ist, dafür hat man einen directen Beweis in der Fahrt der Brigg „Charles Haddle", welche am 22. Februar 1845 in die Kreise eines Wirbelsturmes bei der Insel Mauritius gerieth, ihre Segel einbüßte und bis zum 27. Februar von dem Sturme mitgeführt wurde. Der Sturm einer Cyclone bläst meist in heftigen Stößen und Böen. Während ganz unten in der Nähe des Erdbodens der Sturmwind in Spiralwindungen allmählich nach innen strömt, während hier die Luft eingesaugt wird, treiben oben die flüchtigen Sturmwolken nach außen fort und entfernt sich die Luft von der Achse der Cyclone. Diese düsteren Wolken, die oben aus der Cyclone ausgestoßen werden, sind es, die auf viele Meilen hin das Herannahen des Orkanes signalisieren.



Fahrt der Brigg „Charles Haddle" am 22. bis 27. Februar 1845.

Aus dem mächtigen, dunklen Gewölke, das sich über den tropischen Sturm breitet, stürzen Ströme von Regen herab. Unter dieser Hauptwolke sieht man häufig auch noch zerrissene Wolkenmassen, die vom Innern des Wirbels nach seinem Rande zu fortgetrieben werden. Immer aber treten mit dem Regen heftige Gewitter auf. In selteneren Fällen öffnet sich die Wolke über der Mitte des Sturmes und läst für kurze Zeit den blauen Himmel durchscheinen. Dies nennt man „das Auge des Sturmes".

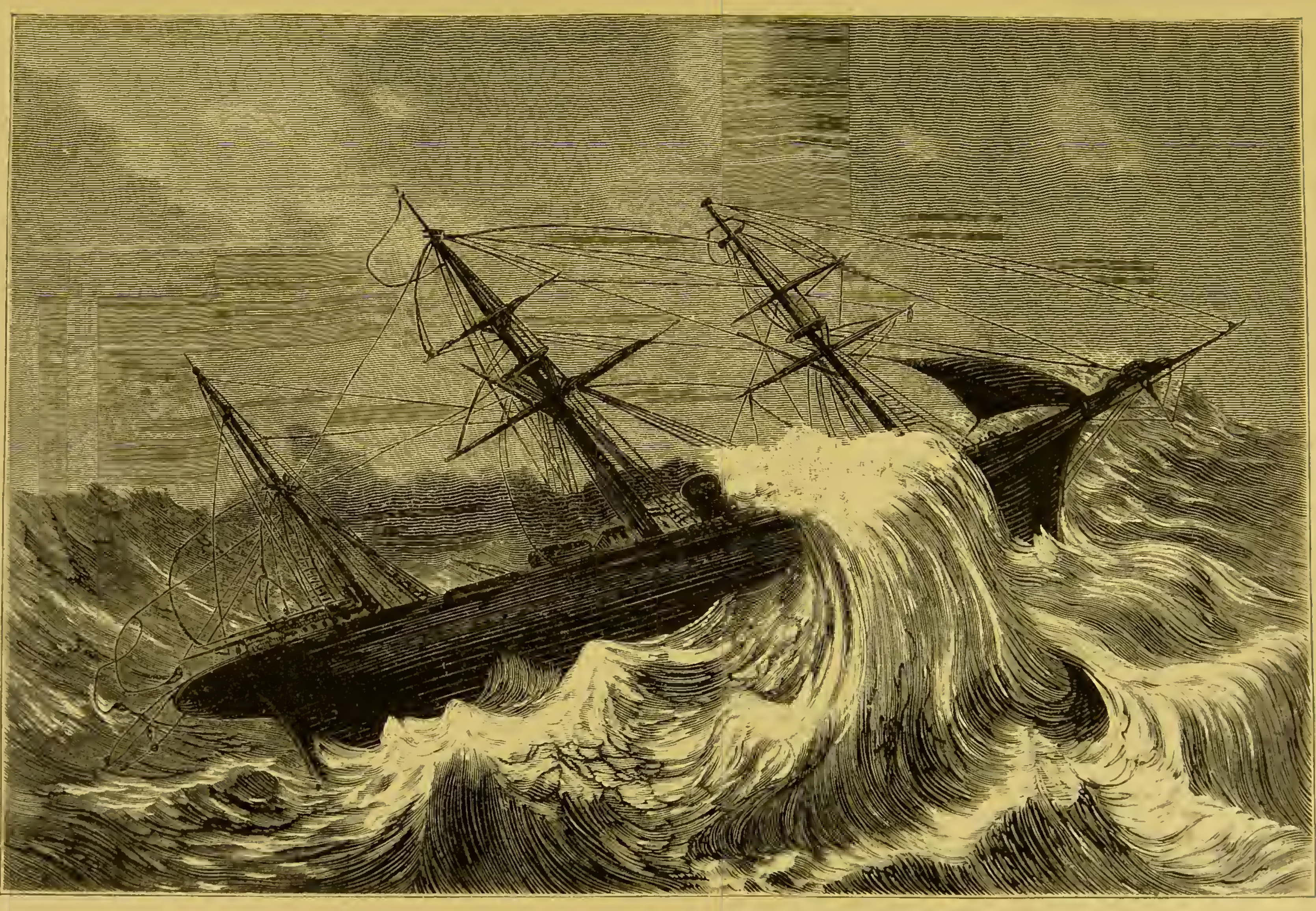
Eine treffliche Charakteristik von dem Verlaufe einer Cyclone mit Orkangewalt an Orten zwischen 10° und 25° Breite, die aber mit einigen wenigen Modificationen auch für höhere Breiten gilt, hat der Capitän A. Schück gegeben, welche wir hier folgen lassen.

[1]) Es ist vielfach üblich, die tropischen Wirbelstürme mit dem männlichen Namen „der Cyclon" zu bezeichnen.

„Schon in größerer Entfernung von dem Sturme, manchmal schon Tage vor seinem Eintreffen, gibt das Barometer leise Warnung durch Unregelmäßigkeit in der täglichen Periode, es ist sein Fallen stärker als sein Steigen. — Das Gewölk lagert sich nicht mehr so gleichförmig wie vorher, sondern erhält außergewöhnliche Formen, es ballt sich zu Massen verschiedener Gestalt und Farbe, die theils durch ihr grelles Weiß, theils durch ihr dunkles, schmutziges Grau oder Braun unangenehm wird. Die Ränder solcher Wolkenhaufen sind bald äußerst scharf markiert, bald zerflickt und fransenartig zerrissen, so sind auch einzelne Wolken compact wie ein Ball aus schmutzigem Schnee bei Thauwetter, aus anderen hängen wollflockenähnliche Theile herunter. Alles Gewölk ändert sehr rasch und sehr oft die Form und Farbe, es zieht nicht mehr ruhig; — jetzt scheint es zu stehen, dann wieder über den Himmel zu jagen; „Spinnweben" ziehen durch die Luft und hängen sich an alle Gegenstände. — Auch das Meer wird unruhiger, ab und zu scheint seine Oberfläche eine hüpfende Bewegung anzunehmen, seine Wellen verlieren das gleichmäßige Rollen, einzelne hohe „Seen" oder Dünung durchbrechen und wälzen sich über den vom Passat, beziehungsweise Monsun erzeugten Seegang.

„Das Thermometer zeigt zuweilen bedeutende, zuweilen keine bemerkenswerte Änderung, aber die Luft wird schwül, drückend, die Sonne sticht, manchmal scheint ihr Licht nicht mehr strahlend, sondern flimmernd zu sein, sie hat einen blassen Ring, bei ihrem Auf- und Untergange hat sie ungewöhnliche Form und Farbe. Die Abenddämmerung färbt die Wolken nicht mehr sanft, dem Regenbogen ähnlich, sondern bald grell, bald verwischt und schmutzig, schreiend roth mit gelb und grün gemischt. Der Seemann sagt drastisch, aber charakteristisch: Die Luft sieht sehr schmierig aus. — Nachts flimmern die Sterne eigenthümlich, sie zeigen Höfe und Spieße, das Licht des Mondes, auch sein Hof sind anders geworden, zu Zeiten ungewöhnlich hell, zu andern äußerst schwach. Das Gewölk hat nicht mehr das schwache elektrische Leuchten, das die Dunkelheit der Tropennächte mildert, auch dies ist verhältnismäßig grell zu nennen; ist es aber gar nicht bemerkbar, so sind die Wolken dunkel und drohend; in der Gegend, aus der das Unwetter kommen will, blitzt es bald außerordentlich grell, bald flackern dort fortwährend Blitzstrahlen und Wetterleuchten auf.

„Bricht der Morgen an, so röthet sich nicht der Himmel zuerst am Horizont, sondern hoch oben am Zenith, wo das leichte Gewölk häſslichen, rothen Wollflocken ähnlich aus dem Firmament zu hängen scheint — drohend steht das schwere da — dichte Dunstmassen bilden sich auf dem Wasser und verschwinden gleich rasch. Ist die Sonne höher gestiegen, so wird die Durchsichtigkeit der Luft ungewöhnlich groß, trotz der Stärke und des Stechens der Sonnenstrahlen scheint es, als könne kein Wasser verdunsten. Allmählich wird das Aussehen des Himmels bleiartig und man fühlt auch die Luft wie Blei auf dem Körper lasten; eine schwere Wolkenbank von ungewöhnlich drohender Erscheinung steht am Horizont, man weiß kaum, wie und wann sie an ihre Stelle gekommen. Der Seegang ist höher, hohl und wirr geworden, die Köpfe der Wellen spitz und brechend; ängstlich kreischend kommen die Vögel herbei, auf dem Schiffe Schutz suchend, aber erschreckt durch dessen heftige Bewegungen und durch die auf ihm vor sich gehenden Vorbereitungen auf den Sturm, fliegen sie wieder fort, sie kehren zurück, wagen jedoch nicht, sich niederzulassen, der Instinct sagt ihnen, dasſs sie sitzend der Gewalt des Orkans nicht widerstehen können, schwebend halten sie sich an der dem Winde abgekehrten Seite der Segel. Noch war der Wind vielleicht unbeständig in seiner Richtung, er flatterte sogar hin und her; dies hört auf, er nimmt an Stärke zu,



Passagierdampfer während eines Wirbelsturmes im Atlantischen Ocean.



in den Blöcken, zwischen den Hölzern und Tauen der Takelung beginnt es zu sausen und zu heulen, die losen Taue schlagen „webend" gegen die straffen. Der Wind wird Sturm, was bisher Regen war, wird zum Regenguss, Gewittererscheinungen werden seltener, zuweilen aber bleiben sie aus, und trotz des Sturmes ist die Luft so unangenehm, dass man sich nach Gewittern sehnt. — Der Himmel hat sich ganz und gar bedeckt, noch jagen über die bleigraue Schicht schwere, drohende Wolken hin, aus denen der Regen strömt, aber zuletzt kann man auch dies nicht mehr unterscheiden, Wolken, Regen und der Gischt des Meeres sind eine Masse, sie werden vom Sturme gemischt und gejagt, ihre Berührung mit der Haut ist stechend. — Das Barometer ist unregelmäßig mehr und mehr gefallen, seine tägliche Periode scheint verschwunden, die Gegenden mit ungleichem Luftdruck liegen so nahe aneinander und ziehen so rasch über das Schiff hin, um jenes ruckweise fallen zu machen, dem entsprechend mehren sich die Windstöße und werden heftiger.

„Hat der Seemann nicht früher Vorkehrungen getroffen, Schiff und Takelung vor Schaden zu sichern, so ist es jetzt zu spät, — von Stärke des Sturmes kann nicht mehr gesprochen werden, es ist Wuth. Segel, die nicht sehr gut befestigt sind, zerreißen, Stangen und Masten, die nicht besonders gut gestützt sind, zerbrechen, und glücklich genug der, dem es gelingt, sich rasch der Wrackstücke zu entledigen, ehe sie durch Schlagen und Scheuern die Verbindungen der Planken lockern, schwere Lecke verursachen. Das Schiff ist in allen Fugen erschüttert, es zittert und stöhnt, von Bewegungen ist nur selten die Rede, es wird fest auf das Wasser gedrückt, die Wellen können nicht mehr brechen, da die Köpfe ihrer Pyramiden in Gischt zerstäubt und weggeweht werden, aber ihre Bewegung ist nicht aufgehoben, noch wälzen sie sich durcheinander und über das Schiff, an dasselbe wie an eine Klippe schlagend, hin. — Man ist nicht mehr imstande, zu gehen oder zu stehen, unter dem Schutze des Schanzkleides kriecht man auf dem Deck entlang, wer stehen muss, ist festgebunden worden.

„Heftigere Böen, noch stärkeres Fallen des Barometers deuten auf das Herannahen des Centrums. Sobald man in dies Gebiet gelangt, löst Windstille und leichter, veränderlicher Wind den Orkan ab; für die erschreckten und nahezu betäubten Menschen ist es kaum eine Erholung zu nennen, weil der plötzliche Wechsel aufregt und die Rückkehr des Unwetters aus entgegengesetzter Richtung deutlich genug zu erkennen ist. Bis diese eingetreten, scheint sich der Himmel besonders im Zenith aufzuhellen; Insecten, Vögel, Laub, Splitter, die von dem Wirbelwinde nach seinem inneren Rande getrieben wurden, fallen auf das Schiff oder suchen auf ihm Ruhe und Schutz. Oft soll das Meer in diesem Bereiche der Windstille die entsetzenerregende Erscheinung bieten, wie hohe Wellen aus den verschiedensten Richtungen gegen- und durcheinander brechen, sich überstürzen, aufs neue erheben und gegeneinander antoben; als hilfloser Spielball wird dann das Schiff zwischen ihnen hin und her getrieben, dadurch in Lagen gebracht, die noch gefährlicher sind als die Gewalt des Orkanes, oft aber hat das Meer nur solche Wogen, wie nach den meisten Stürmen, wenn ihnen Windstille folgt, zuweilen soll es sogar verhältnismäßig glatt sein."

Die tropischen Cyclonen treten namentlich im Gebiete der westindischen Inselflur, im Chinesischen Meere, im Busen von Bengalen und im Indischen Ocean in der Nähe der Insel Mauritius (daher hier „Mauritiusstürme" genannt) auf. In der Regel gehen diese Stürme von Gegenden aus, in welchen ein barometrisches Minimum herrscht (man vergleiche unsere Karten IX und X) und in welchen daher die Luft sich in unruhiger und aufsteigender Bewegung befindet. So entstehen

die westindischen Orkane innerhalb des äquatorialen Calmengürtels oder in dessen Nähe und sind am häufigsten in der Jahreszeit, wo dieser am weitesten gegen Norden gerückt ist, und die Lufttemperatur und der Dunstdruck in den westindischen Gewässern am größten sind (vgl. Karte III). Die chinesischen Taifune haben ihren Ursprung in dem barometrischen Minimum, welches gegen Süden und Osten von dem Gebiete hohen Luftdruckes in Australien und dem nördlichen Theile des Großen Oceanes begrenzt wird und in das Innere Asiens sich erstreckt (s. Karte X). Im bengalischen Meerbusen treten die Wirbelstürme zu der Zeit auf, wenn mit dem Wechsel des Monsuns ein barometrisches Minimum sich über Ostindien südwärts herab verschiebt, also im Frühling und Herbst. Die Cyclonen des Indischen Oceans endlich bilden sich in dem Gebiete niederen Luftdruckes, gegen welches der Südostpassat anbläst und dem Nordostpassat oder Westmonsun begegnet (vgl. Karte IX). Was die Bahnen der Wirbelstürme anbelangt, so bemerkt man, wenn man dieselben auf Karten einträgt, dass sie gerne dem Laufe der warmen Meeresströme folgen, über diesen und in ihrer Umgebung sind die Stürme besonders häufig. Der Golfstrom hat darum von den Seefahrern den Namen „Sturmkönig" erhalten.

Da die tropischen Orkane vorzugsweise in bestimmten Jahreszeiten auftreten, zeigt ihre Häufigkeit eine ziemlich ausgeprägte jährliche Periode. Die folgende von Th. Reye zusammengestellte Tabelle gibt eine Übersicht der Vertheilung auf die einzelnen Monate.

Ort	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December	Summe
Westindien und Nordatlantischer Ocean 1493 bis 1855 . . .	5	7	11	6	5	10	42	96	80	69	17	7	355
Nördliches Indisches Meer . .	1	2	4	9	14	6	3	5	11	17	11	5	88
Chinesisches Meer 1780 bis 1845	—	—	—	—	—	2	5	5	18	10	6	—	46
Südliches Indisches Meer 1809 bis 1848	9	13	10	8	4	—	—	—	1	1	4	3	53
Mauritius 1820 bis 1844 . . .	9	15	15	8	—	—	—	—	—	—	—	6	53

Auf beiden Halbkugeln fallen also die meisten Wirbelstürme auf die heißesten Monate.

Die zerstörenden Wirkungen der tropischen Cyclonen sind furchtbar. Im Innern der Festländer erfährt der Sturm weit mehr Widerstand als an der ebenen Meeresfläche, aber er tritt deshalb nicht minder verheerend auf als an der Küste. Häuser, die der Orkan auf seinem Wege findet, werden von ihren Fundamenten gerissen, Flüsse aufgestaut und gegen ihre Quellen zurückgetrieben, einzelne Bäume entwurzelt und ganze Wälder niedergebeugt und ihre zerrissenen Zweige und Blätter fortgeführt. Selbst Gras und Kräuter widerstehen nicht, werden von ihren Wurzeln abgerissen und weggefegt. Zahllose Trümmer fliegen auf der Bahn des Sturmes dahin, wie sie der Strom oder das Meer nach einem Schiffbruche fortführt. Am heftigsten sind die Wirkungen der Orkane an den Küsten von Inseln und Festländern, gegen die der Sturm mit seiner ganzen ursprünglichen Gewalt anschlägt, und wo er noch keine Verzögerung durch Bodenunebenheiten erlitten hat. Denn dort gesellt sich zu der Gewalt des Sturmes noch die Wirkung der durch ihn erzeugten Sturmflut, welche in Verbindung mit dem während des Orkanes

niederstürzenden wolkenbruchartigen Regen an niedrigen Küsten weite Landstrecken plötzlich unter Wasser setzen kann. Trifft jedoch ein Cyclon an einer Küste auf hohe Gebirge, so vermag er diese nicht zu übersteigen, und die jenseits derselben gelegenen Landschaften bleiben völlig verschont. So trifft ein Cyclon auf der Insel Réunion immer nur eine Seite; da er zu niedrig geht, um die Gebirge dieser Insel zu übersteigen, so verheert er zunächst nur die an den ihm zugewandten Gehängen gelegenen Landschaften; sobald er aber in seinem weiteren Fortschreiten das Vorgebirge, das ihn bisher aufhielt, passiert hat, bricht auch seine Wuth sofort von neuem los. Seit Columbus als der erste Europäer die Orkane der Antillen kennen lernte, sind Tausende von Schiffen von den Wirbelstürmen der tropischen



Vom Taifun gestrandeter Dampfer.

Meere verschlungen worden, theils im Innern der Häfen und Rheden, theils auf den Meeren, welche die Küsten Amerikas, Chinas, Vorderindiens und die Inseln des Indischen Oceanes bespülen. Mancher Cyclon, wie der von Habana im Jahre 1846 oder der von Calcutta 1864, hat mehr als 150 große Fahrzeuge binnen wenigen Stunden vernichtet, mancher andere, wie der, welcher das Ganges-delta im October 1737 heimsuchte, mehr als 20.000 Menschen in den Fluten begraben. In neuester Zeit giengen von großen Schiffen durch Cyclonen zugrunde: die „Amazona“ im Nordatlantischen Ocean am 10. October 1871, die englischen Schiffe „Louisa“ und „Florida“ im Februar 1872, die „Northfleet“ am 12. November 1872, die „Ville du Havre“ am 29. November 1873, im Golf von Aden am 3. Juni 1885 das französische Schiff „Renard“, die deutsche Cor-

vette „Augusta", das türkische Fahrzeug „Fetul-Bahri", die englischen Dampfer „Speke Hall" und „Seraglio" und eine große Zahl anderer Schiffe. Am 15. März 1889 wurden im Hafen von Apia auf den Samoainseln die deutschen Kriegsschiffe „Eber" und „Adler" durch einen Cyclon zerstört, während die amerikanischen Kriegsschiffe „Nipsic", „Trenton" und „Vandalia" strandeten.

Am 20. October 1882 zerstörte ein Taifun binnen einer Stunde halb Manila; die Vorstädte Sampalok, Santa Anna und die anderen vorwiegend aus leichten Nipahäusern bestehenden Bezirke lagen total in Trümmern. Ein Taifun, der im August 1889 über Japan gieng, vernichtete durch die von ihm hervorgerufene Überschwemmung in Wengehow und Ningpo 5000, in Wakayama 10.000 Menschenleben.



Wirkung des Taifun in Manila. (Nach Dr. H. Meyer „Eine Weltreise".)

Einzelne durch tropische Orkane hervorgebrachte Wirkungen würden völlig unglaublich erscheinen, wenn sie nicht durch die verläſslichsten Augenzeugen verbürgt wären. So wurde bei dem Orkan von Guadeloupe am 26. Juli 1825 ein über 2 *cm* starkes Brett mitten durch einen Palmbaum von 40 *cm* Dicke hindurch geschleudert. Bei einem Wirbelsturme, der sich am 8. April 1833 in der Nähe von Calcutta ereignete, wurde ein langes Bambusrohr durch einen $1\frac{1}{2}$ *m* dicken Wall so hindurchgetrieben, daſs zu beiden Seiten die Mauerbekleidung durchlöchert wurde. Auf St. Thomas wurde im Jahre 1837 das Fort am Eingange des Hafens so zerstört, als ob es von einer Batterie eingeschossen worden wäre. Große Felsblöcke waren 10 bis 12 *m* tief vom Grunde des Wassers emporgerissen und auf den Strand geschleudert worden. An anderen Orten wurden festgebaute Häuser von ihren Fundamenten losgerissen und fortgeschoben. Bei dem Mauritiusorkane

von 1818 wurde von dem Theater in Port Louis, das in Form eines T gebaut war, der hintere Theil, der den Fuß des T bildete und 17 *m* breit und 27 *m* lang war, ungefähr 1·6 *m* von seinem Fundamente verschoben. An den Gangesufern, an den Antillischen Küsten, bei Charleston hat man Schiffe weitab vom Meere mitten in Feldern und Wäldern stranden sehen. Auf der Insel Antigua wurde im Jahre 1681 ein Schiff 3 *m* über die höchste Flutgrenze über die Küstenwand hinaufgeschleudert und blieb dort zwischen zwei Felsenvorsprüngen sitzen. Im Jahre 1825 verschwanden bei dem großen Orkan von Guadeloupe fünf Schiffe, welche auf der Rhede von Basseterre vor Anker lagen, und der eine der beiden allein dem Tode entgangenen Capitäne erzählte, seine Brigg sei durch einen Wirbel aus dem Wasser gehoben worden und gleichsam in der Luft gescheitert. Trümmer aus den Häusern von Guadeloupe wurden über einen 80 *km* breiten Meeresarm nach Montserrat fortgeführt.

Der schrecklichste aller Cyclone der neueren Zeit war wohl der vom 10. October 1780, welcher besonders durch die Vernichtung der englischen Flotte unter Sir Rodney bekannt ist und den man vorzugsweise den „großen Orkan“ zu nennen pflegt. Schon eine Woche vor dem Ausbruche des eigentlichen Wirbelsturmes zerstörte ein Orkan zu Jamaica die Schiffe „Scarborough“, „Barbados“, „Viktor“ und „Phönix“, während die „Princeß Royal“, der „Henry“ und der „Austin Hall“ in Savanna la Mar von den Ankern gerissen, in die Moräste getrieben und später so hoch auf das feste Land geschoben wurden, dass sie den überlebenden Einwohnern zur Wohnung dienten. Der Cyclon begann seinen Schreckenslauf bei der Insel Barbados, wo kein Baum und kein Haus stehen blieb, vernichtete dann das Geschwader des Admirals Hotsam vor Santa Lucia und verwüstete diese Insel, auf der 6000 Menschen unter den Trümmern begraben wurden. Hierauf wandte sich der Sturm gegen die Insel Martinique, an deren Südküste er ein französisches Convoi von zwei Fregatten und 50 Transportschiffen mit 5000 Mann Truppen an Bord zerstörte, so dass sich nur sechs oder sieben Schiffe retteten. Auf der Insel selbst wurden die Stadt St. Pierre und andere Ortschaften völlig vom Sturm hinweggefegt und 9000 Menschen kamen dabei um. Weiter nordwärts wurden Dominique, St. Eustache, St. Vincent und Puertorico ebenfalls verwüstet, und auch hier verschwanden fast alle Häuser, die sich auf der Bahn des Sturmes befanden, mit ihren Bewohnern; zu Kingstown auf St. Vincent blieben von 600 Häusern nur 14 stehen. Jenseits Puertorico wandte sich der Orkan nordostwärts gegen die Bermudas, und obwohl seine Gewalt bereits allmählich abgenommen hatte, vernichtete er doch noch mehrere englische Kriegsschiffe, die auf der Rückfahrt nach Europa begriffen waren. Auf Barbados, wo der Cyclon seinen furchtbaren Spirallauf begonnen hatte, war die Wuth der entfesselten Elemente so groß, dass die in die Keller geflüchteten Bewohner nichts von dem Einsturz ihrer Häuser über ihren Häuptern vernahmen, und dass sie auch die Erdbebenstöße nicht fühlten, die, wie Sir Rodney in seinem amtlichen Berichte behauptet, den Sturm begleitet hatten. Solcher Aufregung der Elemente gegenüber verstummt der Kampf der Menschen. Franzosen und Engländer waren damals im Kriege miteinander, und alle jene Schiffe, die das Meer verschlang, trugen Soldaten, die bestimmt waren, einander zu würgen. Der Hass der Überlebenden hielt vor so entsetzlichem Unglück nicht stand. Der französische Gouverneur von Martinique schickte die 25 Engländer, welche dem Tode entronnen waren, dem englischen Gouverneur von Santa Lucia mit dem Bemerken zurück, er könne sie nicht als Gefangene behalten, da sie es durch eine Katastrophe geworden seien, welche alle mit gemeinsamem Unglück betroffen.

So entsetzlich, so ungeheuer diese Zerstörungen, diese verderblichen mechanischen Wirkungen der Wirbelstürme sind, so erscheinen sie doch verschwindend klein gegenüber den kaum fassbaren mechanischen Leistungen, welche selbst in schwächeren Cyclonen durch die immer sich erneuernde Aufregung des Wassers und der Atmosphäre ausgeübt werden. Die lebendige Kraft, welche vom Sturmwinde auf die Meereswogen übertragen wird, kann man nicht einmal annähernd berechnen; dagegen haben wir genügende Anhaltspunkte, um uns von der mechanischen Arbeit, welche zur Aufwühlung des Luftraumes in den Wirbelstürmen verwendet wird, eine bestimmte Vorstellung zu machen. Nach einer Berechnung Reyes hat der Cubaorkan vom 5. bis 7. October 1844 allein zur Bewegung der einströmenden Luft allermindestens eine Arbeit von 473,500,000 Pferdekräften während drei voller Tage aufgewendet, das sind mindestens 15mal so viel, als alle Windmühlen, Wasserräder, Dampfmaschinen und Locomotiven, Menschen und Thierkräfte der ganzen Erde in der gleichen Zeit leisten.

Und nun noch die neueste Theorie über die Entstehung der Wirbelstürme. Die ersten Keime zu den gewaltigen Cyclonen findet Reye in dem durch verschiedenartige Ursachen möglichen Emporsteigen von warmen, feuchten, unteren Luftschichten in größerem Maßstabe. In einzelnen Fällen mag zuerst die rasche Bildung ausgedehnter Gewitterwolken einen starken aufsteigenden Luftstrom hervorgerufen haben, selbst große Wasserhosen können, wie Reye glaubt, den Anlass zur Bildung von Cyclonen geben. Nach der Stelle, wo die feuchten unteren Luftschichten emporsteigen, strömt die benachbarte Luft von allen Seiten herbei, um ebenfalls aufzusteigen, und der Wasserdampf bewirkt, dass diese Bewegung sobald kein Ende nimmt. Dass trotzdem kein centripetaler Sturm entsteht, ist lediglich Folge der Rotation unserer Erde. Befindet sich beispielsweise der luftdünne Raum auf der nördlichen Halbkugel, so erhalten die aus Süden nach diesem Centrum eilenden Luftströme eine östliche Ablenkung infolge der Erdrotation; die aus Norden kommenden aber bleiben westlich zurück, und die Tendenz zur Drehung von Nord über West, nach Süd und Ost ist da. Befindet sich das Centrum auf der Südhälfte der Erde, so muss aus gleichen Gründen eine Tendenz zur Drehung im Sinne Nord, Ost, Süd, West entstehen. „Könnte," sagt Reye, „die Luft ohne Wirbelbewegung direct von allen Seiten der Verdünnungsstelle zuströmen, so würde daselbst ein niedrigerer Barometerstand sich wohl nicht lange erhalten können, auch würden die feuchteren unteren Luftschichten bis auf große Entfernungen hin bald erschöpft sein und die latente Wärme des Dampfes nach kurzer Zeit aufhören in Wirksamkeit zu treten. Die amerikanischen Tornados und wohl auch die kleineren Seetornados bieten uns Beispiele von derartigen, wenn auch äußerst heftigen, so doch nach wenigen Seemeilen endigenden, kleineren Orkanen, in denen die Drehbewegung weit weniger merklich ist, als in den großen Cyclonen. Dass sie schwächer ist, rührt daher, weil der Einfluss der Erdrotation auf die Bewegung der zuströmenden Luft um so geringer wird, je kleiner der Durchmesser der Verdünnungsstelle ist. Die Seetornados treten zudem vornehmlich in der Nähe des Äquators auf, wo jener Einfluss ohnehin schwächer ist." Was die Fortbewegung der Cyclonen anbelangt, so ist aus Reyes Theorie unmittelbar einleuchtend, dass dieselbe immer nach derjenigen Seite hin stattfinden muss, an der längere Zeit hindurch die wärmste und feuchteste Luft in ihr emporgestiegen ist und an der demnach auch die dichtesten Wolken sich bilden und am meisten Regen niederstürzt. Das stimmt mit den Beobachtungen vollkommen überein. Die parabolische Form der Bahnen der Sturmcentra ist, wie man behaupten darf, vorgeschrieben von der Form der warmen Strömungen im Meere, über dem die Cyclonen sich bewegen.

Überhaupt scheinen Cyclonen nur da weite Bahnen zu durchlaufen, wo ihnen gewissermaßen ein Warmwasserstrom im Meere als Unterlage dient. Reye hält es bezüglich der westindischen Orkane für möglich, dass der Golfstrom deren Umbiegen nach Nordost veranlasse; berücksichtigt man aber die Übereinstimmung im Auftreten und im Verlaufe der Cyclonen im Atlantischen Ocean, im Indischen und Chinesischen Meere, sowie im Nordosten von Neuholland mit den dort auftretenden Warmwasserströmungen, so kann man, wie H. Klein glaubt, nicht im Zweifel sein, dass in der That diese Meeresströmungen das Umbiegen veranlassen.

Durch die Stürme erscheinen, wie wir gesehen haben, vor allem die Küstengebiete, und zwar zu Lande und zur See, am meisten bedroht. Auf offenem Meere sind für ein gut gebautes und richtig geleitetes Schiff die Stürme im allgemeinen, abgesehen von den Wirbelstürmen, nicht gefährlich. Anders an der Küste, namentlich wenn dieselbe von Klippen oder Untiefen umsäumt ist oder wenn der Seemann das Fahrwasser nicht kennt. Da man nun mit Hilfe der Barometerbeobachtung und der Isobarenkarten das Herannahen eines Sturmes voraussehen kann, ist man auf den Gedanken gekommen, durch geeignete Signale an den Küsten sogenannte Sturmwarnungen zu ertheilen. Schon im Jahre 1793 regte der Conventsabgeordnete Romme die Verwendung des von Chappe erdachten optischen Telegraphen zur Ausgabe von Sturmsignalen an. Aber erst seitdem man die optische Zeichengebung mit dem elektrischen Telegraphen in Verbindung bringen konnte, entwickelte sich — und zwar unter den Händen Buys-Ballots — das Sturmwarnungswesen rasch zu größerer Vollkommenheit und praktischer Bedeutung.

Die Organisation des Sturmwarnungswesens besteht darin, dass in dem Falle, als bei der Centralstation Nachrichten einlaufen, welche für die Annäherung eines Sturmes sprechen, an die einzelnen Stationen der zunächst gefährdeten Küstenlinie der telegraphische Befehl ertheilt wird, die Sturmsignale so zu geben, dass innerhalb des Gesichtskreises des betreffenden Ortes jedermann von der Sachlage überzeugt, das noch auf der See befindliche Schiff zum Aufsuchen eines sicheren Hafens veranlasst, das noch vor Anker liegende dagegen vor dem Verlassen des Hafens gewarnt wird. Das an der Signalstelle aufgehisste Zeichen soll die zu erwartende Störung nicht speciell für den Ort selbst anzeigen, sondern andeuten, dass in der Umgebung dieses Ortes in einem Umkreise von etwa 100 Seemeilen (185 *km*) Halbmesser stürmischer Wind oder ein Sturm aus der bezeichneten Richtung zu erwarten ist. Die Art der Signalgebung ist bei den einzelnen Völkern sehr verschieden; doch hat das englische System die größte Verbreitung und Nachbildung gefunden. Es ist von Fitzroy ersonnen worden und verwendet eine Combination von Kegel und Cylinder, zur Nachtzeit eine Verbindung von je drei oder vier Laternen zur Zeichengebung. Ein freischwebender, mit der Spitze nach oben gekehrter Kegel deutet auf Sturm aus nördlicher Richtung. Hängt der Kegel mit der Spitze nach abwärts, so ist dies das Signal für herannahenden Sturm aus Süden. Wird diesem Kegel unten ein Cylinder von etwa 1 *m* Durchmesser und Höhe angehängt, so deutet das Zeichen auf einen Orkan. Während der Nachtstunden werden ganz dieselben Signale gegeben, nur werden dann die vier Ecken der Cylinderdurchschnittsfläche und die drei des Kegelschnittes durch Laternen markiert. Diese Signale waren kaum in Anwendung gelangt, als die Zahl der Schiffbrüche erheblich zurückgieng. Im Munde des englischen Volkes wurde das „God bless the old Admiral Fitzroy" zu einem allgemeinen Sprichworte. Und wenn die rauhen Fischer und Küstenfahrer scherzweise ausriefen: „Hol' der Teufel den verdammten Fitzroy! Der Kerl braucht nur seine große Trommel auszuhängen, um uns das böse Wetter auf den Hals zu schicken," so liegt darin ein

ganz ausgezeichnetes Lob für die wahrhaft praktische Bedeutung des Gegenstandes selber.

In Deutschland zerfallen die Signalstellen in solche erster und solche zweiter Classe. Die ersteren sind mit dem ganzen Vorrathe von Signalkörpern ausgerüstet, Cylinder, Kegel und Kugel, sowie mit Signalflaggen. Das Schema der Zeichengebung ist folgendes:

△	△ □	△ △	△ △ □	▽	□ ▽	▽ ▽	□ ▽ ▽
Mäßiger Sturm aus	schwerer Nordwest.	Mäßiger Sturm aus	schwerer Nordost.	Mäßiger Sturm aus	schwerer Südwest.	Mäßiger Sturm aus	schwerer Südost.

○ Atmosphärische Störung vorhanden; Näheres Telegramm.

Die Signalstellen zweiter Classe sind nur mit einer einfachen Stange versehen, woran ein Ball aufgezogen wird, um den Interessenten anzudeuten, dass ein Warnungstelegramm von der Seewarte eingelaufen ist, welches eine Störung der Atmosphäre anzeigt, und dessen Wortlaut an der Signalstelle zu erfahren ist. Der ersten Classe gehörten im Jahre 1876 an die Stationen a) an der Ostsee: Memel, Brüsterort, Pillau, Neufahrwasser, Rixhöft, Stolpmünde, Rügenwaldermünde, Kolbergermünde, Swinemünde, Arkona, Dorsserort, Warnemünde, Travemünde, Marienleuchte, Friedrichsort und Schleimünde; b) an der Nordsee und in den Ästuarien der sich in diese ergießenden Ströme: Glückstadt, Altona, Hamburg, Cuxhaven, Weserleuchtthurm, Bremerhaven, Geestemünde, Wilhelmshaven, Wangerooge, Emden, Norderney und Borkum. Seither sind noch einige Orte in dieses Netz mit einbezogen worden, wie Neuwerk und Stralsund.

Doch reicht die Zahl dieser Stationen noch bei weitem nicht aus, um ihrem Zwecke vollkommen Genüge zu leisten; die entsprechenden Beobachtungen werden nur in der Hauptstation angestellt, und diese ist mit den Signalstellen bloß durch den gewöhnlichen Telegraphen verbunden, so dass die Mittheilungen oft verspätet anlangen. In der nordamerikanischen Union allein ist der Signaldienst schon in recht vollkommener Weise organisiert. Angesichts der unvollkommenen Einrichtung unserer Sturmwarnungen ist es daher von großer Bedeutung, dass nach in jüngster Zeit angestellten Versuchen das Telephon zur Vorausbestimmung des Wetters verwendet werden kann. Befestigt man nämlich in einer Entfernung von 7 bis 8 *m* zwei Eisenstangen, die durch einen von Kautschuk umhüllten Kupferdraht mit einem Telephon in Verbindung gesetzt sind, so wird man durch ein eigenthümliches dumpfes Geräusch in dem Telephon von dem Herannahen eines Sturmes ungefähr 12 Stunden vorher benachrichtigt. Sowie der Sturm näher herankommt, macht sich ein Geräusch wie Hagel, der gegen Fensterscheiben anschlägt, bemerkbar. Mit Hilfe eines derartigen Apparates könnten an den einzelnen Signalstellen selbst die entsprechenden Beobachtungen leicht gemacht werden.

Auf offenem Meere, wo keine derartigen Sturmwarnungen ertheilt werden können, ist ein Schiff ganz sich selbst überlassen. Wird dasselbe von einem Sturme überfallen, so kann ein sachkundiger Capitän durch geeignetes Manövrieren manches dazu thun, um das Schlimmste abzuwenden, und namentlich kann er in vielen Fällen sich rechtzeitig aus dem eigentlichen Sturmfelde entfernen. Dies hatten die Meteorologen schon frühzeitig erkannt, und Dove stellte gewisse Regeln auf, nach welchen der Seemann in Sturmgefahr handeln sollte. Doch waren damals die Gesetze der Stürme noch nicht zur Genüge erkannt; heute ist man in dieser Hinsicht viel weiter fortgeschritten und die gegenwärtig giltigen „Sturmregeln“ sind von

großer praktischer Bedeutung. Sehr übersichtlich hat die Regeln, nach welchen Seeschiffe bei herannahendem Sturme und während desselben zu lenken sind, W. van Bebber zusammengestellt. Es ist selbstverständlich wohl zu unterscheiden, ob sich das Schiff in einer gemäßigten oder aber in der heißen Zone befindet, da bekanntlich die Art und Weise des Auftretens der Stürme nicht überall die gleiche ist. Die hier folgenden Regeln beziehen sich ausschließlich auf die tropischen Cyclonen als die eigentlich unheilvollen. „Um zu erkennen, ob ein Sturmfeld sich in fühlbarer Nähe befinde, muss man ununterbrochen das Barometer beobachten; ein rascher, abrupter Fall des Quecksilbers dient als ziemlich sicheres Kennzeichen, dass jenes der Fall ist, und dann muss die Windrichtung und deren Änderung festgestellt werden. Aus dem Drehsinne, in welchem der Wind umsetzt, kann man nämlich erkennen, in welchem der beiden mit rotierenden Lufttheilchen erfüllten Halbkreise, in welche die Cyclone durch die Fortschreitungsrichtung des Centrums getheilt wird, man sich augenblicklich befindet. Sollte ein unregelmäßiges Umsetzen und allmähliches Abflauen der Winde es wahrscheinlich machen, dass man sich gerade in dieser Bahn selbst befinde, so wird die ganze Kraft der Maschine oder der Segel daran zu setzen sein, um aus dieser gefährlichsten aller Positionen wegzukommen. Je nachdem man im rechten oder linken Halbkreise — eigentlich Halbcylinder — sich befindet, dreht man über Backbord oder über Steuerbord bei, d. h. man versetzt den Schiffskörper in eine solche Lage, dass ihn der herankommende Sturm nicht von einer der beiden Längsseiten zu fassen und zum Kentern — Umschlagen — zu bringen vermag. Auf der nördlichen Halbkugel ist stets der zur Rechten liegende, auf der südlichen Halbkugel der zur Linken liegende Halbkreis der gefährlichere, weil das in seine Wirkungssphäre hineingerissene Fahrzeug durch die dort herrschende Bewegungstendenz dazu genöthigt werden kann, die Bahn des Sturmcentrums — die eigentliche Calme — vor demselben zu kreuzen, und auf dieser Strecke ist die Intensität der Wirbelbewegung eine ungleich größere als auf der entgegengesetzten Seite.“ Wenn das Sturmfeld langsam fortschreitet, kann man es wohl auch versuchen, aus dem gefährlichen Halbkreise vor dem Sturme wegzusegeln und so außerhalb seiner Einwirkung zu gelangen. Aber da die Geschwindigkeit, mit welcher der Sturm fortschreitet, völlig unbekannt ist, so ist es ein waghalsiges Beginnen, und sollte der Schiffsführer nur zaudernd und unter sorgfältiger Erwägung aller Umstände, besonders auch unter Beobachtung der Schnelligkeit des Sinkens seines Barometers, sich entschließen, die Sturmbahn zu kreuzen.

Auch die Einbildungskraft des Menschen hat sich seit jeher viel mit den Stürmen beschäftigt. Nächst den großen vulcanischen Ausbrüchen gehören namentlich die gewaltigen Wirbelstürme wohl zu den furchtbarsten Erscheinungen auf unserer Erde und es ist daher erklärlich, wenn in der altindischen Mythologie Rudra, der Gott der Winde und Stürme, schließlich unter dem Namen Siwa zum Gott der Zerstörung und des Todes wurde. Überhaupt spielen die Winde in Sage und Mythe der Völker eine bemerkenswerte Rolle, und die meisten Naturreligionen besitzen eine oder mehrere Gottheiten, welche aus der Personification von Wind und Sturm entstanden sind. So verehrten die alten Inder außer Rudra-Siwa auch noch einen eigenen Windgott, den Paruna oder Sparshana. Die alten Perser hatten ebenso ihre Windgötter, wie die nordamerikanischen Indianer den Sturm als bösen Geist fürchten. Dass den Galliern im unteren Rhonethal der Melamboreas (Mistral) als verderbliche Gottheit galt, ist schon erwähnt worden. Gott Typhon der Ägypter war nichts anderes als die Personification des der Wüste entstammenden Glutwindes, dem die Türken den Namen Samiels, des obersten Höllenfürsten, beigelegt haben. Nach der griechischen Vorstellung ist

Äolus der Gott der Winde, der, von Zeus zu ihrem Schaffner bestellt, auf der äolischen Insel herrscht; er ist des Hippotes Sohn, der schnelle Sohn des Reitersmannes, mit Bezug auf die Meeresrosse, die Meereswogen, über die der Wind als schneller Reiter dahinsaust. Der römische Dichter hat den Mythus der Griechen aufgenommen und weiter ausgeführt. Bei Vergil wohnt Äolus auf einer der äolischen Inseln als alleiniger Beherrscher der tobenden Winde, die er, thronend auf der Höhe der Felsenburg, in einer festverschlossenen Höhle in Gewahrsam hält. Die Griechen hatten aber auch eine sehr verderbliche Personification der Stürme in Typhaon oder Typhon. Bei Hesiod erscheint er als Sohn des Typhoeus, ein furchtbarer Sturmwind, der mit der Echidna die schrecklichsten Ungeheuer, den Hund Orthrus, den Cerberus, die lernäische Hydra und die Chimära, erzeugt. Sein Vater Typhoeus aber ist der jüngste Sohn des Tartarus, hat hundert Drachenköpfe mit furchtbar funkelnden Blicken und entsetzlichen Stimmen; er zeugt alle schädlichen Winde. Die alten Griechen haben somit die verderblichen Stürme als Ausgeburten der Hölle betrachtet. In der japanischen Mythe erscheint der Taifun als furchtbarer Drache personificiert, der während des Wüthens des Orkanes auf den Wogen des hochaufgepeitschten Meeres dahinsaust. Die nordische Mythe nennt als Windgott den Windalf, welcher die vier starken Zwerge, die das Himmelsgewölbe tragen, beaufsichtigt und auf dessen Geheiß sie Wind machen müssen. Unzweifelhaft ist endlich die noch heute in ganz Deutschland fortlebende Sage von der wilden Jagd oder vom wüthenden Heer, das zur Nachtzeit mit furchtbarem Getöse durch die Lüfte fährt, auf die heulenden und sausenden Stürme zurückzuführen.



Der Drache des Taifun nach einem japanischen Original.

Siebentes Capitel.

Die Niederschläge.

Thau, Reif, Rauhfrost. — Nebel. — Wolkenbildung; Gestalt der Wolken. — Regen, Graupeln, Hagel, Schnee. — Regenmesser und Regenmengen. — Einfluss der Gebirge und Wälder auf die Niederschläge. — Jahreszeitliche Vertheilung der Niederschläge. — Regenreiche und regenarme Gebiete. — Schneedecke und Schneegrenze. — Lawinen. — Gletscher und Eisberge. — Die Eiszeit. — Flüsse und Seen als Producte des Klimas. — Überschwemmungen. Die Sündflut.

Die Luft kann immer nur eine gewisse Menge Wasserdampf aufnehmen, welche von der herrschenden Temperatur abhängig ist. Mit der Abkühlung der Luft verringert sich ihr Vermögen Wasserdampf aufzulösen und damit wächst ihre relative Feuchtigkeit; endlich erreicht ihre Temperatur den Thaupunkt. Jede weitere Temperaturerniedrigung hat zur Folge, dass ein Theil des Wasserdampfes sich ausscheidet, während der Rest in der Luft zurückbleibt und diese sättigt. Der ausgeschiedene Wasserdampf wird condensiert, er geht in den tropfbaren oder festen Zustand über. Condensierten Wasserdampf nennt man **Niederschlag**. Die Form, in welcher der Wasserdampf condensiert wird, hängt nicht allein von der eben herrschenden Lufttemperatur ab, sondern auch von der bei dem Verdichtungsprocesse selbst freiwerdenden Wärme. Während nämlich beim Übergang des Wassers aus dem festen in den flüssigen Zustand, oder aus letzterem in die Dampfform eine große Menge Wärme gebunden wird, welche nur dazu dient, das Wasser in dem neuen Aggregatzustande zu erhalten, wird umgekehrt beim Übergang des Wasserdampfes in tropfbare oder feste Form diese gebundene Wärme frei. Diese frei werdende Wärme wirkt der Abkühlung entgegen und verzögert die Ausscheidung des Wasserdampfes. Findet nun der Condensationsprocess unter dem Gefrierpunkte statt und die dabei freiwerdende Wärme reicht nicht hin, das Gefrieren zu hindern, so gehen die aus der Luft ausgeschiedenen Wasserdämpfe in Eis über. So kann man zunächst tropfbarflüssige und feste Niederschläge unterscheiden. Bei der Condensation wirken aber noch andere Umstände mit, welche auf die Art des Niederschlages Einfluss üben, und daher gibt es mannigfache Niederschlagsformen, die man als Thau und Reif, Nebel und Wolken, Regen und Schnee, Graupeln und Hagel bezeichnet.

Der **Thau** entsteht dadurch, dass die unmittelbar über dem Erdboden lagernde Luftschicht unter den Thaupunkt abgekühlt wird. Er erscheint in Form kleiner Wasserkügelchen oder „Thauperlen", welche sich auf die abgekühlten Gegenstände, namentlich an Pflanzen anlegen. Denn die Hauptursache der Thaubildung ist nicht bloß die durch nächtliche Ausstrahlung hervorgerufene Erkaltung der an der Erdoberfläche befindlichen Körper unter die Temperatur der umgebenden Luft, sondern auch die durch Verdunstung des Bodens und der Pflanzen erzeugte Abkühlung. Die Entstehung des Thaues blieb bis zu Anfang unseres Jahrhunderts

unerklärt und auch heute noch sind die Untersuchungen hierüber nicht abgeschlossen. Während viele mit Aristoteles glaubten, der Thau sei ein feiner Regen, der sich in den tiefsten Schichten der Luft, nahe am Erdboden bilde, ließen andere dagegen den Thau vom Boden emporsteigen. Erst der englische Arzt Charles William Wells hat 1816 durch Versuche die Thaubildung im wesentlichen festgestellt. Er fand, dass der Thau nicht dem Erdboden, sondern der Luft entstamme, dass derselbe sich nur in heiteren Nächten bilde, während eine Wolkendecke die zur Thaubildung nöthige starke Ausstrahlung der Wärme gegen den Himmelsraum hindere, endlich dass man durch eine über den Boden gelegte Decke die Thaubildung künstlich verhindern könne. Der Bildung von Thau ist nicht bloß klare Luft günstig, sondern auch ein feuchter, die Wärme leicht ausstrahlender Boden, also vor allem Rasen. Bei windigem Wetter tritt selten Thau auf, weil die Luft zu kurze Zeit mit dem Boden in Berührung bleibt, um erheblich genug sich abzukühlen und eine Condensation des Wasserdampfes herbeizuführen. Die Thaubildung beginnt, sobald die Temperatur der untersten Luftschicht den Thaupunkt erreicht; daher kann sie unter Umständen zu jeder Stunde der Nacht eintreten und ist keineswegs, wie man noch vielfach glaubt, auf die Morgen- und Abendstunden beschränkt. Dass im Hochsommer der Thau erst zur Zeit des beginnenden Tages fällt, erklärt sich daraus, dass die Temperatur infolge des erreichten Maximums der Ausstrahlung nun am tiefsten gesunken ist. Während der Thaubildung kann die Temperatur der Erdoberfläche oft ganz erheblich niedriger sein, als die der unmittelbar aufliegenden Luftschichten; Alvord fand den Erdboden nicht selten um 3 bis 4·5° kälter als die Luft in einer Höhe von 10 *cm*. In neuester Zeit ist Aitken durch Beobachtungen zu einer den bisher geltenden Meinungen entgegengesetzten Ansicht gelangt, nämlich dass der Wasserdampf, welcher sich als Thau niederschlägt, wenigstens zum größeren Theile aus dem Erdboden und nicht aus der Luft stamme; ferner dass ein Theil des Thaues, der sich an den Pflanzen findet, von diesen selbst ausgeschieden werde. Doch bedürfen diese Ansichten noch einer weiteren Begründung.

Die reichlichste Thaubildung findet in den Küstengegenden warmer Klimate statt; so z. B. in Persien und Arabien, wo die Gärten morgens oft so feucht sind, als wenn es in der Nacht geregnet hätte. In den Urwäldern des tropischen Afrika fällt ein so reicher Thau, dass am Morgen alle Zweige wie nach einem Gewittergusse triefen. In der Wüste aber gibt es keine Thaubildung und auf dem Meere kommt sie kaum vor.

Wenn die Condensation des Wasserdampfes bei einer Temperatur unter 0° erfolgt, so bildet sich der Niederschlag in fester Form, den man Reif nennt. Die gewöhnliche Vorstellung, dass der Reif nichts anderes als gefrorener Thau sei, welche Ansicht schon Konrad von Megenberg im 14. Jahrhundert in seinem „Buch der Natur“ aussprach, ist nicht ganz berechtigt, wie auch die Bedingungen, unter welchen sich beide Niederschlagsformen bilden, nicht dieselben sind. Denn Aitken hat durch Untersuchungen festgestellt, dass eine in der Nähe des Erdbodens befindliche Glasplatte in einer Thaunacht an der dem Winde zugekehrten Seite keinen Thau zeigt, dagegen in einer zur Reifbildung günstigen Nacht an dieser Seite gerade die stärkste Reifbildung aufweist. Herrscht bei einer Lufttemperatur unter 0° dichter Nebel, so entsteht Rauhreif (Rauhfrost, Duft, Haarfrost), welcher die Zweige der Bäume mit einer Eishülle überzieht, die namentlich an der Windseite sehr beträchtlich werden kann. Der Nebel besteht nämlich auch bei sehr niedriger Temperatur, bis —10°, nicht aus Eis, sondern aus überkaltetem flüssigen Wasser, in Tropfenform, welche Tropfen indes bei der

Berührung irgend eines Gegenstandes von annähernd derselben Temperatur sofort erstarren. Nach den Beobachtungen Dr. Aßmanns erscheinen Reif und Rauhreif nur als verschiedene Modificationen desselben Verdichtungsvorganges. Ist der Wasserdampfgehalt der unteren atmosphärischen Schichten verhältnismäßig gering, so daſs nur die durch Ausstrahlung bewirkte Abkühlung der untersten, dem Erdboden unmittelbar anliegenden Luftschicht die Condensation desselben einleitet, so wird Eis in der Form als Reif nur am Erdboden oder an höheren, gegen den klaren Nachthimmel frei ausstrahlenden Flächen vorkommen. Der Rauhreif dagegen entsteht, wenn eine dicke Nebeldecke auf der Erdoberfläche lagert, wenn also der Wasserdampf entweder so reichlich vorhanden oder die Temperatur so niedrig ist, daſs der Dampfsättigungspunkt bis in höhere Schichten hinein erreicht ist.

Auch über die Structur des Reifes und Rauhreifes hat Aßmann Untersuchungen angestellt und gefunden, daſs ihre Formen keineswegs ausnahmslos, wie man gewöhnlich meint, krystallinisch seien. Vielmehr zeigten Reif und Rauhreif unter dem Mikroskop mitunter ein krystallinisches Gefüge, häufiger aber eine blattförmige Zusammensetzung aus rundlichen amorphen Eistropfen, welche freilich dem unbewaffneten Auge durchaus den Eindruck von Krystallen machte.



Structur des Rauhreifes (vergrößert).

Das vielfach mit dem Rauhfrost verwechselte Glatteis besteht aus flüssigem, nicht oder nur wenig überkaltetem Wasser, welches Gegenstände berührt, deren Temperatur niedriger unter dem Gefrierpunkte liegt, als die der fallenden, meist größeren Regentropfen. Diese sind zuweilen schon beim Fallen mit Eis gemischt und entstammen dann wohl unvollkommen geschmolzenen Schneeflocken oder Graupeln. Ein derartiger Tropfen hat, weil nicht oder nur wenig überkaltet, noch Zeit, bei der Berührung eines Gegenstandes sich flächenartig auszubreiten, ehe er durch die niedrige Temperatur des letzteren zu durchsichtigem Eise erstarrt, welches nun wie eine gläserne Kruste die Oberfläche bedeckt. Durch die besonders nach längeren Frostperioden vorhandene, oft recht niedrige Temperatur solcher Gegenstände (z. B. Mauern) wird nun aber der unmittelbar anliegenden Luftschicht Wärme entzogen und so in dieser Schicht Wasserdampf condensiert, welcher nun recht wohl auf dem durchsichtigen Eisüberzuge noch einen weißlichen, reifähnlichen zu erzeugen vermag. Diesen sehen wir dann bei plötzlich eintretendem Thauwetter die Mauern ungeheizter Gebäude überziehen, während auf den Straßen und an Stellen weniger niedriger Temperatur durchsichtiges Glatteis vorhanden ist.

Reif und Rauhfrost sind vom Forst- und Landwirt gleichmäßig gefürchtete Erscheinungen. Letzterer kann in den Wäldern, wenn die mit ihm behafteten Zweige

die schwere Last nicht mehr zu tragen vermögen, den gefürchteten Bruchschaden veranlassen. Der Reif ist in klaren Nächten dem Wachsthum der Rebe und der Feldfrüchte sehr gefährlich. In manchen Gegenden sucht man zur Abwehr dieses Feindes eine künstliche Trübung der Luft durch Erzeugung von Rauch herbeizuführen, denn die solchergestalt gebildete Wolke wirft die aus der Erde strahlende Wärme wieder zu dieser zurück und verrichtet so den gleichen Dienst, welchen in ihrer Art die Fenster eines Gewächshauses oder Mistbeetes leisten. Selbst eine gewöhnliche Strohbedeckung genügt schon, die Ausstrahlung zu verhindern, ja Tyndall behauptet, dass ein Schirm von Spinnegeweben denselben Dienst thun würde. Es ist für den Landwirt und Gärtner und überhaupt solche, welche sich vor den schädlichen Wirkungen des Nachtfrostes schützen wollen, von großer Bedeutung, die Feuchtigkeitsverhältnisse der Luft und insbesondere die Lage des Thaupunktes in den kritischen Zeiten zu kennen, um hieraus Folgerungen über die größere oder geringere Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Nachtfröften zu ziehen. Die Lage des Thaupunktes zeigt uns bekanntlich das Psychrometer an. Da Nachtfrost im allgemeinen dann eintritt oder zu befürchten ist, wenn der Thaupunkt unter 0 liegt, so kann man leicht eine Tabelle aufstellen über diejenige Größe der Psychrometerdifferenz und der relativen Feuchtigkeit, welche bei verschiedenen Temperaturen einem Thaupunkte von 0°, oder einem Dampfdrucke von 4·6 *mm* entsprechen. Es ist Gefahr vor Nachtfrost vorhanden, wenn

bei einer Temperatur von	14°	12°	10°	8°	6°	4°	2° C.
die Angaben des trockenen und feuchten Thermometers differieren um mindestens . .	5·8	4·9	4·0	3·1	2·3	1·5	0·7°
und die relative Feuchtigkeit höchstens . . .	39	44	50	58	66	75	87 Procent

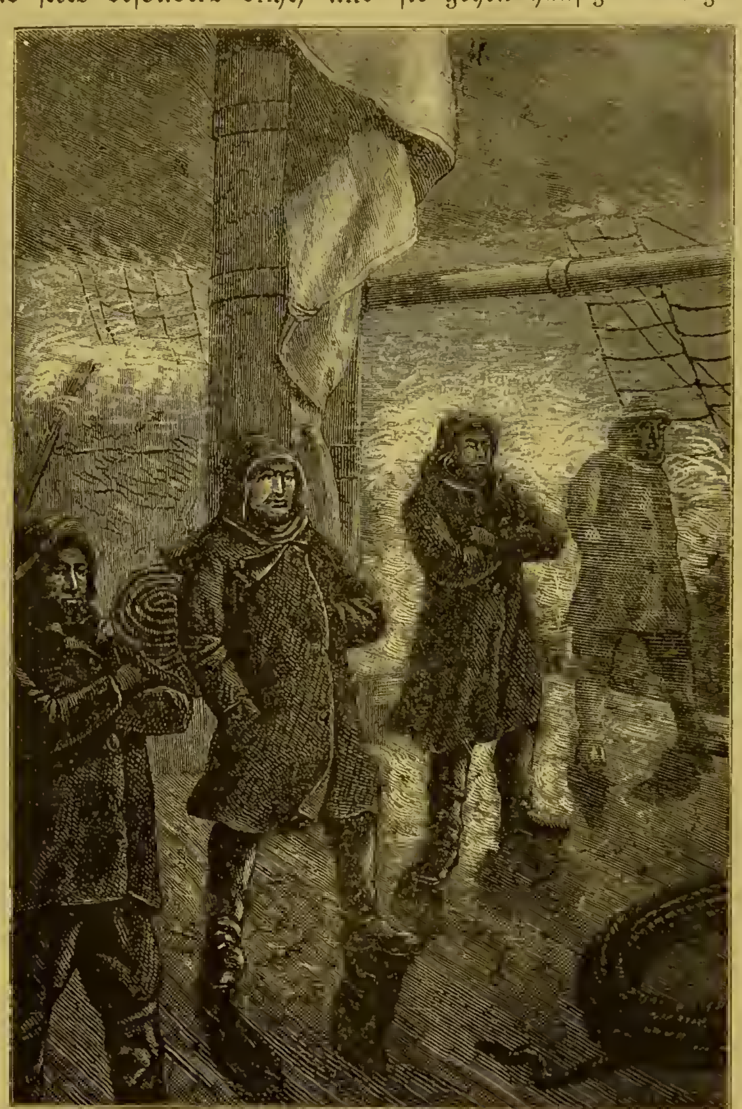
beträgt.

Da bei trockener Luft leichter Nachtfrost eintritt als bei feuchter, erklärt es sich auch, warum die Nachtfröste an den Küsten viel seltener sind als im Innern des Landes.

Sobald ein Unterschied zwischen der Temperatur der Luft und der des Erdbodens stattfindet und die Luft Wasserdämpfe enthält, kommt es gewöhnlich zur Bildung von Nebel. Die Wasserdämpfe scheiden sich in Form von ganz kleinen Wasserkügelchen aus, die in der Luft frei schweben. Dines stellte 1880 durch mikroskopische Messungen in England fest, dass die Wasserkügelchen der dichtesten Nebel einen Durchmesser von 0·016 bis 0·127 *mm* besitzen; Messungen, welche im November 1884 auf dem Brocken gemacht wurden, ergaben Werte von 0·006 bis 0·035 *mm*. Zur Nebelbildung scheint die Anwesenheit von Staubtheilchen in der Luft nothwendige Bedingung zu sein. Wenn man nämlich die atmosphärische Luft durch Filtration durch reine Watte von den beigemengten sehr kleinen Staubtheilchen, welche der Luft nie fehlen, reinigt und sie dann mit Wasserdampf vermischt, so findet eine Nebelbildung nicht statt.

Es sind vorzugsweise zwei Arten der Nebelbildung zu unterscheiden. Nebel bildet sich, wenn 1. feuchte und wärmere Winde über eine Strecke der Erdoberfläche hinstreichen, welche kälter ist als die Winde. Solche Nebel treten in der gemäßigten Zone häufig im Winter ein, nach einer längeren Kältezeit, in welcher der Erdboden abgekühlt worden ist, und bezeichnen die Ankunft warmer südlicher Luftströme. Hierher gehören ferner die Nebel, welche sich in den Polarländern bilden, so oft feuchte Winde über das Eis hinwehen, sowie diejenigen Nebel, welche über solchen Punkten des Landes oder des Meeres lagern, die eine niedrigere Oberflächentemperatur haben, während die Winde von wärmeren Gegenden oder Meeren herwehen. Beispiele bieten die sprichwörtlich gewordenen Nebel Englands,

welche den die britische Küste bespülenden lauen Meeresströmungen ihren Ursprung verdanken; die Polarnebel der Küste von Labrador, welche durch das Wehen verhältnismäßig warmer Winde über einem eisigen Lande entstehen und von den Seefahrern mit Recht gefürchtet werden, und die Nebel über der Neufundlandbank, wo der warme Golfstrom und die darüber ruhenden wärmeren Luftschichten des Südens mit den kalten Meeres- und Luftströmungen aus der Davisstraße zusammentreffen. Solche Nebel sind stets besonders dicht, und sie gehen häufig in Regen über. Nebel entstehen, wenn 2. die Oberfläche des Meeres oder eines anderen Gewässers wärmer ist als die Luft, welche auf ihnen ruht oder über sie hinweht. Das Wasser entsendet in diesem Falle seine Dämpfe mit einer Kraft, welche der Temperatur seiner Oberfläche entspricht. Ruht nun eine kältere Luftmasse über dem Wasser, so ist diese nicht imstande, alle die Dämpfe aufzulösen, welche sich aus dem wärmeren Wasser entwickeln; diese scheiden sich deshalb in Form von Nebel aus. Dieser Art sind die Nebel, welche des Abends und vorzugsweise des Morgens, besonders im Spätsommer und Herbst, über Flussthälern, Seen, Teichen und Mooren oder feuchten Wiesen aufsteigen, sobald die Temperatur der Luft unter die des Wassers oder des feuchten Erdbodens sinkt. Dies ist das sogenannte Dampfen. Hierher gehören auch die Gebirgsnebel und die Seenebel. In hohen Gebirgen sind die Nebel besonders häufig und kommen dort zu allen Jahreszeiten vor. Solche Nebel stellen sich dem Beobachter in der Ebene als Wolken dar, welche die Gebirgsgipfel umschweben. Die sogenannten Seenebel werden durch kalte Winde von der wärmeren See her gegen die Küste gleichsam herangezogen und lösen sich allmählich über dem wärmeren Lande auf. Ruhige See und gänzliche Windstille begünstigen die Nebelbildung sehr. Im Winter sieht man bei ruhiger Luft auch Nebel über Quellen entstehen, deren Temperatur höher als die der Luft ist. Die Nebelbildung unterbleibt an Orten, wo Regen und Thau gänzlich mangeln,



Nebelreißen auf dem Meere.

wie in den großen Sandwüsten Afrikas und Asiens; denn obwohl hier die Temperatur während der Nacht tief herabsinkt, so ist es doch wegen der nachhaltigen Wärme des Sandbodens kaum möglich, dass sie unter den Sättigungspunkt der Luft mit Wasserdämpfen herabgehen und dadurch die Bildung von Nebel bedingen sollte. In der Tropenzone fehlen aber die Nebel keineswegs. So berichtet H. H. Johnston z. B. vom unteren Congo: „Selbst in der trockenen Jahreszeit schwebt viel Wasserdampf in der Luft; denn obgleich kein eigentlicher Regen fällt, so werden die Morgen und Abende doch eingeleitet durch dichte weiße Nebel, welche niedrig ziehenden Wolken gleichen und unaufhörlich wie mit einem Sprühregen aus der klammfeuchten Luft alles und jedes mit schwerem Thau bedecken. Das ist der „Cacimbo" der portugiesischen Colonien und was man an der Guineaküste „Smokes" oder Räuchern nennt. Diese Morgen- und Abendnebel sind die charakteristischen Kennzeichen des Anfanges und Schlusses der Regenzeit; während der Regenmonate selbst verschwinden sie, weil dann der Anfang und das Ende des Tages gewöhnlich hell und klar ist." Wenn der Nebel so dicht ist, dass er alles mit Thau überzieht und stark näſst, so spricht man von „Nebelreißen". Bildet sich Nebel am Morgen, so wird er, wenn die Temperatur durch die aufsteigende Sonne wieder hinlänglich erhöht ist, aufgelöst. Wie bei sehr niedriger Temperatur die Wolken, so besteht auch dann der Nebel nicht aus Wasserkügelchen, sondern aus krystallinischem Eis in Form sehr feiner sechsseitiger Plättchen oder kurzer sexagonaler Säulen. Die Polarfahrer bezeichnen diesen feinen Eisstaub, welcher sich durch sein intensives Glitzern im Sonnenlichte bemerkbar macht, als „Diamantstaub".

Vom Nebel muss man die Wolken wohl unterscheiden. Die oft gebrauchten Antithesen, dass Nebel nichts anderes seien als aus der Nähe gesehene Wolken, und Wolken nichts anderes als aus der Ferne gesehene Nebel oder dass der Nebel eine auf dem Boden lagernde Wolke, die Wolke ein in der Höhe schwebender Nebel sei, können nicht als ganz zutreffend gelten. Freilich erscheinen Nebel im Gebirge, wie schon bemerkt wurde, dem Wanderer auf der Ebene als Wolken, während umgekehrt der Bergsteiger, wenn er in Wolken, die an einem Berggipfel hangen, gelangt, ganz den Eindruck von Nebel empfängt. Aber die Wolken entstehen auf andere Weise als die Nebel und auch ihre Beschaffenheit ist eine andere. Während der Nebel hauptsächlich durch Abkühlung der unteren Luftschichten und bei Abwesenheit verticaler Luftströmungen gebildet wird, verdanken die Wolken ihr Entstehen insbesondere dem aufsteigenden Luftstrome, welcher beim Aufsteigen sich abkühlt und so zur Condensation seiner Wasserdämpfe gezwungen wird. Ferner macht sich, was Luftschiffer und Bergsteiger mittheilen, in den Wolken nur selten die Feuchtigkeit auf der Haut unmittelbar fühlbar, wie dies bei den Nebeln der Fall ist. Unzweifelhaft fängt die Wolkenbildung dort an, wo die Temperatur des aufsteigenden Luftstromes den Thaupunkt erreicht hat. In selteneren Fällen entstehen auch Wolken durch Mischung ungleich warmer, mit Wasserdampf gesättigter Luftmengen.

Wunderbar ist die Mannigfaltigkeit der Formen, in denen die Wolken über unseren Häuptern schweben. Mit poetischen Worten schildert O. Ule diese Vielgestaltigkeit der Wolken, welche dadurch den herrlichsten Schmuck des Taghimmels bilden. „Unter all den furchtbaren wie lieblichen Formen, welche die Phantasie des Menschen zu ersinnen vermag, ist keine, die sich nicht unter diesen luftigen Gebilden wiederfände. In ihren flüchtigen Umrissen gleichen sie bald Vogelscharen, bald Adlern mit ausgebreiteten Flügeln, bald weidenden Herden, bald ruhenden Riesen oder fabelhaften Ungeheuern. Andere gleichen Bergketten mit schneeigen Gipfeln,

wieder andere großen Städten mit vergoldeten Kuppeln. Dichter sahen in ihnen ferne Inseln, auf denen das Glück wohnt, das hienieden vergeblich gesucht wird. Abergläubische Völker sahen in ihrem Schuldbewußtsein darin Waffen und Kriegsrosse, Schlachtreihen und Kämpfe. Das Licht vermehrt noch den phantastischen Reiz dieser wundervollen Gebilde; sie leuchten in allen Farben vom schneeigen Weiß bis zum Glutroth des Feuers; die Sonne malt sie mit allen Tinten des Frühroths, des Tagesglanzes und der Abenddämmerung; Wiesen und Wälder übertragen grüne Töne auf sie und das Meer selbst spiegelt sich in ihnen mit einem metallischen Glanze, der an Kupfer oder Erz erinnert." Daher gelten uns die Wolken mit Recht als ein Bild des Unbeständigen, Wechselvollen und Veränderlichen. Diese Mannigfaltigkeit der Formen läßt eine nur einigermaßen scharfe Unterscheidung kaum zu und hat eine Eintheilung der Wolken nach streng wissen-



Federwolken.

schaftlichen Principien ungemein erschwert. Der erste, welcher einen derartigen Versuch unternahm, war der Engländer Luke Howard (1818 bis 1820); bei uns ist seine Eintheilung durch Goethe populär geworden, der sich sehr enthusiastisch über den „Mann, der Wolken unterschied", aussprach.

Howard unterscheidet drei wesentlich verschiedene Hauptformen von Wolken, den Cirrus, Cumulus und Stratus, zwischen welchen aber noch vier Zwischenformen eintreten: Cirrostratus, Cirrocumulus, Cumulostratus und Nimbus. Cirrus oder Federwolken bestehen meistens aus weißen zarten Federn, die wie Federpinsel oder Wollflocken aussehen; die Seeleute nennen dieselben „Katzenschwänze". Es sind die höchsten Wolken, welche über den höchsten Bergen schweben und sich somit auf einer Höhe von mindestens 8500 m halten. Da in diesen Regionen die Lufttemperatur unter Null ist, so bestehen die Cirruswolken demgemäß aus sehr

zarten Eisnadeln. Wenn die Cirruswolke sich senkt und ihre Eiskrystalle schmelzen, so erleidet sie allmählich eine Veränderung ihres Aussehens und verwandelt sich in einen Cirrostratus (fedrige Schichtwolke) oder Cirrocumulus (fedrige Haufenwolke). Im ersteren Falle verschmelzen ihre zarten Streifen zu einer grauen flockigen Masse, die einen nahen Regen verkündet; im zweiten Falle überzieht sich der Himmel mit jenen zarten Wolkenflocken, die man bei uns Schäfchenwolken nennt, und die durch ihren Contrast das Blau des Himmels so wunderbar vertiefen. Der Cumulus oder die Haufenwolke, der „Wollballen" der Seeleute, wird vom aufsteigenden Luftstrom in den tieferen Lagen der Atmosphäre gebildet. Man sieht diese Wolken tief am Horizonte in ungeheuern, scharf gerandeten Massen sich übereinander häufen, deren weißglänzende runde Gipfel sich scharf am blauen Himmel abheben; die horizontale Grundfläche der Cumuluswolke bezeichnet die Luftschicht,



Haufenwolken.

in welcher der aufsteigende Strom den Thaupunkt erreicht hat. Die Haufenwolke tritt besonders bei hoher Temperatur auf, ist daher bei uns die gewöhnliche Sommerwolke. Eine streifenförmig auseinandergezogene, oben und unten horizontal begrenzte Wolkenschicht nennt man Stratus oder Schichtwolke. Da der aufsteigende Luftstrom nicht selten in einen horizontalen übergeht, so verwandelt sich diese Wolke zu einem großen Teppich, welcher häufig den ganzen sichtbaren Himmel überdeckt. Ihre Wirkung und Richtung, wenn solche vorhanden ist, wird bedingt durch die Richtung des Oberwindes in Bezug auf diejenige des Unterwindes. Ein gutes Bild dieser Wolke gewähren die langgestreckten bandartigen Nebelstreifen, welche sich an heiteren Sommertagen sehr häufig über Wiesengründe hinziehen. Die gewöhnlichste Wolkenform ist der Cumulostratus oder die gethürmte Haufenwolke. Sie geht aus dem Cumulus hervor, wenn dieser sich

häuft, sich immer mehr und mehr übereinanderthürmt und ein dunkleres Ansehen erhält. Wenn der Cumulostratus den ganzen Himmel mit einer gleichmäßigen grauen Schicht bedeckt, nennt man das Wetter trübe. Blauschwarze Cumulus- oder Cumulostratuswolken, welche Regen oder auch Gewitter geben, nennt man Nimbus.

Von besonderer Wichtigkeit für das Verständnis der Witterungsvorgänge ist die Feder- oder Cirruswolke, weil ein inniger Zusammenhang ihrer außerordentlich mannigfachen Formen mit den atmosphärischen Zuständen und deren Änderungen obzuwalten scheint, der freilich noch nicht ergründet ist. Soviel aber hat Clement Ley bereits festgestellt, dass die fadenförmigen Cirruswolken ein vortreffliches Mittel abgeben, die Grenzen eines Regengebietes festzustellen. Diese feinen Fäden, welche in außergewöhnlicher Höhe als Vorboten einer heranrückenden Depression auftreten, verlaufen nämlich parallel mit dem äußeren Rande des Regengebietes.



Schichtwolken.

Da diese Wolke in denjenigen Regionen der Atmosphäre schwebt, wo ein Abströmen der aufgestiegenen Luftmassen stattfindet, so wird sie von diesem Strome erfasst und mit fortgerissen und überzieht dann das Himmelsgewölbe bald mit zarten Fäden, bald mit einem zarten Schleier, dessen Structur vielfach nicht zu erkennen ist. Die Federwolken erscheinen in sehr verschiedenartigen Gestaltungen, bald einfach geradlinig, bald quergestreift, bald gebogen, bald gerollt, bald pilzartig oder schleierähnlich. Manchmal durchfurchen mächtige Bänder von Cirrusstreifen den ganzen sichtbaren Himmel und scheinen dann infolge der Perspective nach zwei gegenüberliegenden Punkten des Horizontes zu convergieren, ähnlich wie die Baumreihen an unseren Landstraßen. Humboldt hat diese Bildungen „Polarbande" benannt.

Für gewöhnliche Zwecke reicht man mit den geschickt gewählten Bezeichnungen Howards recht gut aus; allein die fortschreitende Wissenschaft, welche sich der

Wolkengestalten auch für die Wetterprognose bedienen möchte, bedurfte feinerer Unterscheidungsmerkmale. So sind denn R. Fitzroy (1862), der Amerikaner Poëy (1879), Weihrauch (1881) und Clement Ley (1882) mit Vorschlägen zu neuen Classificationen hervorgetreten, welche aber in den Hauptzügen der Howard'schen Eintheilung sich anschließen. Nur die Cirruswolken, welche die heutige Meteorologie in so hohem Grade beschäftigen, finden eine detaillierte Eintheilung, namentlich durch Ley, dessen Classification derselben wir hier folgen lassen wollen. Letzterer theilt die Cirruswolken in sieben Unterarten ein: 1. Cirrus oder Lockenwolke (Curl-cloud), 2. Cirrofilum oder Spinnfadenwolke (Gossamer-cloud), 3. Cirrovelum oder Schleierwolke (Veil-cloud), 4. Cironebula oder Schleierdunst (Veil-haze), 5. Cirrogranum oder körnige Lockenwolke (granular Curl-cloud), 6. Pseudo-Cirrus pendulus oder Pinselwolke (Brush-cloud) und 7. Pseudo-Cirrus fractus oder Schneewolke (Snow-rack).

Zu den hier angeführten Classificationen ist zu bemerken, dass sich dieselben nicht auf alle Eigenschaften der Wolken beziehen, sondern lediglich nur auf die äußere Erscheinung der Wolken. Nun ändert sich aber das Aussehen der Wolken nach dem Standpunkte, von dem aus wir dieselben betrachten, ob von vorne oder hinten, von rechts oder links, ob wir sie im Zenith oder am Horizonte sehen, so dass wir für dasselbe Wolkengebilde unter Umständen verschiedene Namen gebrauchen. Dazu kommt noch, dass die Wolken ungemein wandelbare Gebilde sind und namentlich unter dem Einflusse des Windes fortwährend ihre Gestalt ändern. Besonders im Gebirge sind die Verhältnisse für eine vielfache Änderung der Wolkengebilde günstig. Wenn wassergasreiche Luft, sagt O. Volger, gegen einen kalten Berggipfel strömt, so bilden sich Nebel, welche, durch die Anziehung des Berges festgehalten, diesen mit einer Wolkenhaube krönen. Je nach der Geschwindigkeit der Luft tritt früher oder später der Zeitpunkt ein, wo die Wolkenhaube durch ihre erreichte Ausdehnung einem Gesammtdrucke des Windes ausgesetzt wird, welcher größer ist, als die Anziehungskraft des Berges. Nun reißt die Wolke sich los und schwimmt mit dem Luftstrome davon, um vielleicht erst in weiter Ferne durch Erwärmen der umgebenden Luft sich wieder aufzulösen. Inzwischen hat der nämliche Verdichtungs- und Haubenbildungsvorgang sich bereits wiederholt — in regelmäßigen Abständen zweifach, dreifach, vielfach: eine Reihe von Wolken, eine das Nachbild der anderen, zieht auf gleicher Fährte durch die Luft daher, bis eine nach der anderen kleiner und kleiner wird und verschwindet. So erzeugt sich zuzeiten an einem vielgipfeligen Gebirge ein Getümmel von Wolken, in mancherlei Gestalten, welche breit hinaus als Wolkenherde über die Landschaft getrieben werden. — Wenn der Wassergasgehalt in den untersten, unmittelbar dem Erdboden aufgelagerten Luftschichten gerinnt, so dass der Nebel unsere ganze Umgebung verhüllt, so entfällt für uns jegliche Vorstellung von Wolkengestaltung. Bei ruhiger Luft erblickt man dann auch wohl von einem höheren Punkte aus, welcher frei den Nebel überragt, eine nahezu wasserebene weiße Fläche, ein Nebelmeer, aus welchem höhere Rücken und Gipfel als Inseln hervorragen. Einen solchen Anblick, vom Gipfel des Pilatus aus gesehen, veranschaulicht unsere Abbildung. Wirkt Erwärmung ein, so bilden sich Bewegungen in der zuvor so todten Nebelflut. Die Oberfläche wallet und wogt. Luftströme ziehen thalaufwärts und Nebelwolken in scheinbar regellosem Spiele ihrer Gestaltungen bezeichnen ihren Weg.

Unsere Kenntnisse von den Wolkenformen und dem Wesen der Wolken überhaupt ansehnlich zu erweitern, erscheint der Luftschiffer berufen. Er allein kommt in die Lage, die leichten Wolkengebilde rings um sich und unter sich zu sehen. Es muss ein eigenthümliches, tiefergreifendes Gefühl sein, das man empfindet,



Wolkengewölbe.

Beobachtet von G. Tissandier am 13. April 1868.



wenn unter der Gondel des Luftballons allmählich die Erde verschwindet und eine Wolkenebene an ihre Stelle tritt. Die wechselnden Bilder, welche sich dem zwischen den sich ballenden und auflösenden, wallenden und sinkenden Wolkenmassen dahin-



Nebelmeer vom Gipfel des Pilatus aus gesehen.

eilenden Luftschiffer darbieten, sind unendlich und es gewährt auch schon das Lesen ihrer begeisterten Schilderungen einen eigenen Reiz.

Solche Schilderungen gibt uns beispielsweise der bekannte französische Luftfahrer Gaston Tissandier. Als derselbe am 13. April 1868 mit seinem Ballon von Paris gegen Courcelles getrieben wurde, boten, wie er schreibt, die Wolken einen

höchst eigenthümlichen Anblick dar. Sie theilten sich in drei scharfgetrennte Schichten. Die untere bestand aus sogenannten „Schäfchen“, die in einer Höhe von 500 oder 600 *m* schwammen und jenen kleinen Sturmwolken glichen, die man im Sommer zuweilen dem Gewitter voranziehen sieht. Es waren zierliche Dunstbildungen von sauberen Umrissen, aber dabei so zart, als seien sie ein von der Erde emporsteigender Rauch. Über diesem lichten, leichten Gewölk befand sich eine dunkle Schicht. Sie machte den Eindruck einer trägen, gleichsam öligen Masse und war so dicht, dass sie während des ganzen Tages nicht einen einzigen Sonnenstrahl hindurchließ. Dagegen erschien die obere Fläche dieser Wolkenbank spiegelglatt und von wunderbarer Schneefärbung. Über unseren Häuptern endlich, in das Himmelsgewölbe hineinragend, baute sich ein Wolkenzelt auf, welches mehr als 1000 *m* Höhe haben mochte. Es waren wiederum flockige, lockere Formen, und hie und da schimmerte zwischen ihnen das Blau des Himmels hindurch, während nach Westen zu dasselbe in einen Silberton von außerordentlicher Schönheit übergieng. Nicht lange darauf zeigte sich uns ein anderer, wahrhaft großartiger Anblick. Es schien nämlich, als ob plötzlich ein ungeheurer Wolkenring von unsichtbarer Hand um uns gezogen sei. Sein Mittelpunkt entsprach etwa der Projection unserer Gondel; sein Durchmesser mag acht- bis zehnmal so lang gewesen sein als unser Fangseil. Diese senkrecht umfassende Wand machte den Eindruck eines schwarzen Hofes, der umgekehrt auf der oberen Fläche der Wolken stand. Über uns aber wölbten sich die Massen zur riesigen sonnenblitzenden Kuppel. Es war ein ungeheurer Tunnel, welchen wir geräuschlos durchschifften.

Gewiss ergibt sich für jeden Denkenden alsbald die Frage, wieso es kommt, dass die Wolken, die doch aus tropfbarem Wasser oder aus Eisnadeln bestehen, sich in der Luft schwebend erhalten und nicht allmählich auf den Boden herabsinken? Zum Theil ist an diesem Schweben der aufsteigende Luftstrom schuld, dem die Wolken ihre Entstehung verdanken; denn, da sie schwerer sind als die Luft, streben sie thatsächlich immer darnach, zur Erde herabzusinken. Zum Theil ist das Schweben der Wolken aber nur scheinbar; wir befinden uns vielmehr in einer Täuschung, da wir uns die Wolken als etwas Fertiges vorstellen. Der berühmte Meteorologe Dove erörtert diesen Gegenstand folgendermaßen: „Wolken denkt man sich gewöhnlich als etwas fertig Bestehendes in der Luft schwimmen, als eine Art von Magazin, in dem aller unser herabfallender Regen, Schnee und Hagel präpariert wird. Wer aber eine Wolke für etwas Bestehendes hält, der mag versuchen, sie in einer Camera obscura zu zeichnen oder, wenn er das Talent hat, in Wolken Thier- und menschliche Gestalten zu sehen, darauf achten, wie oft er, wie Polonius, seinen Vergleich ändern muss. Die Beständigkeit ist nur scheinbar, eine Wolke besteht nur, indem sie entsteht und vergeht; sie ist kein Product, sondern ein Process. Eine Wolke ist ein feiner Regen. Aber fragt man, mag er auch noch so fein sein, warum fällt er nicht? — Wer sagt denn, dass die Nebelbläschen,[1]) aus denen die Wolke besteht, nicht fallen; sie lösen sich nur wieder auf, indem sie in die unteren erwärmten Luftschichten herabsinken.“

Directe Messungen der Wolkenhöhen, welche sowohl in Berlin von Vettin als auch in Upsala von Ekholm und Hayström vorgenommen wurden, haben gezeigt, dass jeder Wolkenform eine besondere Höhe zukommt, die zwar durchaus nicht unveränderlich bleibt, aber sich doch noch so sehr innerhalb fester Grenzen

---

[1]) Man war bis vor kurzem der Ansicht, dass Nebel und Wolken aus winzig kleinen hohlen Wasserbläschen bestünden, die mit Luft erfüllt seien; erst Beobachtungen in der neuesten Zeit haben es ganz unzweifelhaft dargethan, dass Nebel und Wolken aus Wasserkügelchen bestehen.

bewegt, daſs man ganz gut von einer Durchschnittshöhe sprechen kann. Die folgende Tabelle enthält die Resultate dieser Messungen für Upsala, und zwar außer den Mittelwerten auch noch die Maxima und Minima der einzelnen Wolkenformen.

	Mittel	Maximum	Minimum
Stratus	623 *m*	994 *m*	414 *m*
Nimbus	1527	3700	213
Cumulus (Gipfel)	1855	3611	900
Cumulus (Basis)	1386	2143	730
Cumulostratus (Gipfel) . . .	2848	5970	1400
Cumulostratus (Basis)	1405	1630	1180
Stratocumulus	2331	4324	887
Cirrocumulus	6465	10235	3880
Niedrige Cirrostratus	5198	5657	4740
Hoher Cirrostratusschleier	9254	11391	6840
Cirrus	8878	13376	4970

Feinste Cirruswolken wurden somit noch in einer Höhe von 13.376 *m* beobachtet.

Sehr bemerkenswert ist nach den Messungen zu Upsala die Thatsache, daſs die Höhe der Wolken eine sehr erhebliche tägliche Periode hat, d. h. daſs die Wolkenschichten im Laufe eines Tages immer höher steigen. So rückt z. B. die unterste Wolkenschicht, die morgens in einer Höhe von 500 bis 1000 *m* stand, mittags etwa auf 1500 *m* hinauf, abends sogar bis an 3000 *m* Höhe. Demgemäß müssen aber auch namentlich die höchsten Wolken im Laufe des Tages ihre Form ändern; was morgens als Cirrocumulus erschien, muſs sich bis abends vorzugsweise in Cirrostratus umwandeln.

Die Größe der Bewölkung, welche man früher bloß durch die Ausdrücke „heiter", „wolkig" und „trübe" angegeben hat, drückt man jetzt fast allgemein durch die Zahlen 0 bis 10 aus, und zwar in der Weise, daſs 0 den gänzlich unbewölkten, 10 hingegen den in dichten Nebel gehüllten Himmel bedeutet. Die Zahl 1 gibt an, daſs ein Zehntel des Himmels mit Wolken bedeckt ist; 2 und 3 heißt leichtbewölkt, 4 beinahe halbklar, 5 halbklar, 6 nicht ganz halbklar, 7 und 8 stärker bewölkt, 9 fast völlig bewölkt. In den telegraphischen Wetterberichten wendet man zur Bezeichnung der Bewölkung bloß die Zahlen 0 bis 4 an; 0 bedeutet klar, 1 viertelbewölkt, 2 halbbewölkt, 3 dreiviertelbewölkt, 4 bewölkt. Diese Schätzungsmethode kann man in vorzüglicher Weise ergänzen, indem man mit Hilfe eines sehr einfachen Instrumentes, welches H. F. Campbel erfunden und Sonnenscheinregistrator genannt hat, den Sonnenschein im Laufe des Tages miſst. Eine Glaskugel, die als Brennglas wirkt, wirft das Sonnenbild auf einen halbkreisförmig um die Kugel gebogenen und mit einer Zeiteintheilung versehenen Papierstreifen. Wenn die Sonne scheint, markiert sich das eingebrannte Sonnenbildchen auf dem Papier als schwarzer Punkt, welcher mit der Sonne weiter fortrückt und ausbleibt, wenn eine Unterbrechung des Sonnenscheines stattfindet.

Die Bewölkung übt auf die Temperatur der Luft einen außerordentlich großen Einfluſs aus, indem sie, wie wir bereits gehört haben, die Wärmestrahlung verhindert und ebenso die Wärmeeinstrahlung abschwächt. Im Winter wird daher die Temperatur bei ganz heiterem Himmel erniedrigt, bei trübem Himmel dagegen gesteigert, im Sommer verhält es sich umgekehrt. Die Wolkenbildung ist durch den aufsteigenden Luftstrom bedingt und wird durch feuchte Luft ganz besonders gefördert. Daher wird die Bewölkung dort am größten sein, wo die Luft feucht ist und eine Neigung hat aufzusteigen, wie über den Meeren. In den Gebieten

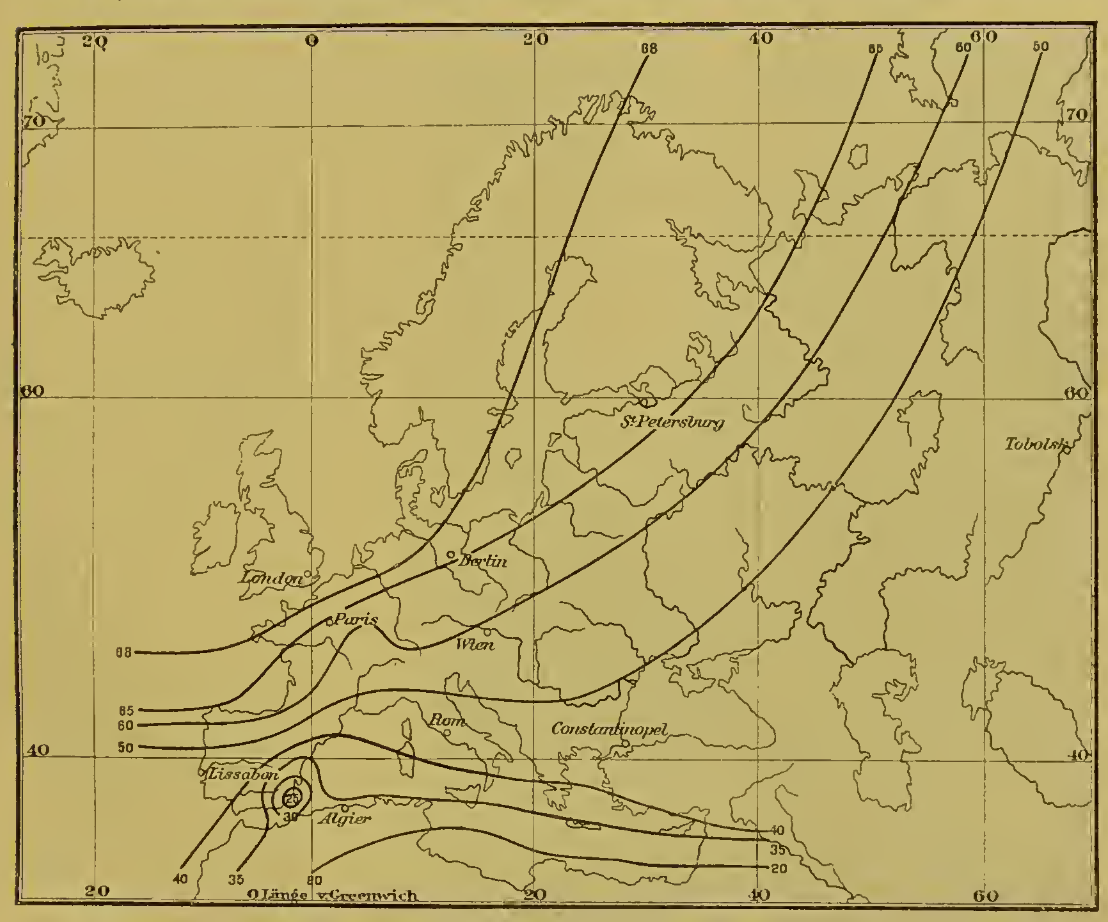
mit hohem Luftdruck dagegen, wo die Luft im allgemeinen eine absteigende Bewegung hat, ist die Bewölkung in der Regel gering.

Die mittlere Bewölkung ist in neuerer Zeit Gegenstand eingehenden Studiums der Meteorologen geworden; namentlich Teisserenc de Bort hat sich mit diesem Gegenstande beschäftigt; indem derselbe Linien gleicher mittlerer Bewölkung (Isonephen) für das Jahr und die einzelnen Monate über die ganze Erde zog, hat er uns einen Überblick über die Bewölkungsverhältnisse unseres Erdballes verschafft. Die sich hieraus ergebenden Schlüsse fasst W. van Bebber folgendermaßen zusammen: „In allen Jahreszeiten zeigt die Bewölkung eine Tendenz, im Sinne der Parallelkreise zu verlaufen. Im allgemeinen fällt ein Maximum der Bewölkung mit dem Äquator zusammen, welches sich etwas mit der Declination der Sonne verschiebt; zwischen 15 und 35° nördl. Br. und südl. Br. befindet sich eine Zone schwacher Bewölkung und zwischen 35 und 50° eine solche mit starker Bewölkung, während die Wolkenmenge nach den Polen hin im Durchschnitte abnimmt. Diese Verhältnisse gelten nur im großen ganzen, im einzelnen ist die Vertheilung der Bewölkung eine sehr unregelmäßige. Diese Unregelmäßigkeiten werden verursacht durch mannigfache Umstände. Auf den Continenten ist die Bewölkung unter sonst gleichen Verhältnissen geringer als über dem Meere; dann zeigen die Küsten, insbesondere wenn sie aus größerer Höhe gegen die See abfallen und sich den vorherrschenden Seewinden quer entgegenstellen, eine sehr große Bewölkungszahl, dagegen Küstenstriche und Meeresstrecken, die von einem vom Continent stammenden Winde überweht werden, haben nur eine sehr schwache Bewölkung. Ein Wind, welcher seinen Ursprung einem warmen Festlande verdankt und welcher gegen ein wärmeres Gebiet weht, gibt hier leicht zur Wolkenbildung Veranlassung."

Es gibt auch eine tägliche und eine jährliche Periode der Bewölkung. Für die erstere liegen noch zu wenig Beobachtungen vor, als dass man sich ein vollständiges Bild von derselben machen könnte. Doch weiß man soviel, dass die Amplitude der täglichen Periode meistens gering ist und nur Stationen niedriger Breite vielfach eine recht erhebliche tägliche Schwankung zeigen. Hinsichtlich der jährlichen Periode zeigt im allgemeinen der März die geringste Bewölkung, weil in diesem Monate die Depressionen weniger beständig sind und häufig mit Gebieten hohen Luftdruckes abwechseln, namentlich aber, weil zu dieser Zeit in der Atmosphäre der nördlichen Halbkugel nur eine geringe Dampfmenge vorhanden und die Temperatur rasch steigt, wodurch die relative Feuchtigkeit der Luft vermindert wird. Dagegen ist im allgemeinen im December die Bewölkung am größten, weil die barometrischen Depressionen auf dem Ocean eine große Ausdehnung haben und die Maxima über den Continenten eine verhältnismäßig geringe Intensität besitzen; weil sich infolge der Verdunstung während des Sommers eine große Dampfmenge in der Atmosphäre angehäuft hat; weil die Temperatur der Gewässer verhältnismäßig hoch ist, wodurch auch die Bildung von barometrischen Depressionen begünstigt wird; weil endlich die Temperatur nach der winterlichen Jahreszeit hin abnimmt, weshalb die relative Feuchtigkeit der Luft zunehmen muss. Im September stimmt der Verlauf der Isonephen am meisten mit dem der Parallelkreise überein.

Renou hat eine Karte der Isonephen Europas entworfen, von der hier eine Reduction beigefügt ist. Der völlig bewölkte Himmel ist mit 100 bezeichnet. Die größte Bewölkung, welche im Jahresdurchschnitt 68 nicht viel zu überschreiten scheint, zeigt sich in Westeuropa, von der Bretagne bis zum Nordcap; die kleinste Bewölkung im Jahreslaufe hat die Ostküste Spaniens, und dies ist auch der einzige Ort in Europa, wo die Dattelpalme ihre Früchte zur Reife bringt.

Wenn die Verdichtung des Wasserdampfes in den oberen Schichten rasch vor sich geht, so kommt es zur Bildung von Regen oder Schnee, indem bei einer Temperatur über 0° Wassertropfen, bei einer Temperatur unter 0° Eiskrystalle entstehen. Regentropfen und Schneeflocken fallen vermöge ihres eigenen Gewichtes zur Erde herab. Beide Bildungen fasst man unter dem Namen „Niederschlag" im engeren Sinne zusammen. Vom Schnee soll weiter unten eingehender gehandelt werden, dennoch beziehen sich die hier folgenden Betrachtungen über den Regen zum Theil auch auf den Schnee. Graupeln, Hagel und Schloßen sind verhältnismäßig seltenere Formen des Niederschlages; da die



Isonephen von Europa nach Renou.

letzteren zumeist mit elektrischen Erscheinungen in Verbindung stehen, werden sie daher im achten Capitel erörtert.

Je feuchter die Luft war und je beträchtlicher die Höhe, aus der sie herabstürzen, desto größer werden die einzelnen Regentropfen, daher sie bei uns in Gewitterregen des Sommers schon Erbsengröße erreichen, während die feinen Sprühregen im Winter, kaum recht in der Luft fallend, dieselben etwa wie ein Hirsekorn groß zeigen. Die Geschwindigkeit der fallenden Tropfen übersteigt nach theoretischen Untersuchungen 5·03 *m* in der Secunde nicht. Früher war man der Ansicht, dass das in der freien Atmosphäre gebildete Wasser, welches in Form von Regen oder Schnee zur Erdoberfläche gelangt, von fremden Stoffen nahezu ebenso frei sei wie destilliertes Wasser. Heute weiß man, dass Regenwasser keines-

wegs chemisch rein ist. So enthält es mitunter ziemlich ansehnliche Mengen von Salpetersäure. Da die Bildung der letzteren hauptsächlich eine Folge elektrischer Entladungen in der Atmosphäre ist, so ist der Gehalt an Salpetersäure in besonders gewitterreichen Gegenden viel reicher als in den Breiten der gemäßigten Zone, wo Gewitter seltener auftreten. In Caracas in Venezuela ergaben Untersuchungen ein jährliches Quantum von Salpetersäure im Regenwasser von 5·78 *kg* auf 1 *ha* und auf der Insel Réunion sogar von 6·93 *kg*. So führt in den Tropen die Natur selbst eine Düngung des Bodens aus, welche künstlich nur durch Anwendung von 50 *kg* Natronsalpeter auf 1 *ha* zu ersetzen wäre und wesentlich geeignet ist, zu der reichen Entfaltung tropischer Vegetation beizutragen. In höheren Breiten ist freilich die Menge der vom Regen herabgeführten Salpetersäure zu gering, um von irgend welcher Bedeutung für den Pflanzenwuchs zu sein. Eine durchaus unerwünschte Beigabe des Regenwassers bildet die Schwefelsäure. Diese findet sich aber nur in Städten und in deren Nähe; ihr Auftreten ist also eine Folge industrieller Thätigkeit und unzweifelhaft auf die massenhafte Verbrennung von Steinkohle zurückzuführen. Unter den Verbrennungsproducten der Steinkohle tritt auch schwefelige Säure auf, welche von Thau oder Regenwasser absorbiert wird und durch den Sauerstoff der Luft oxydiert, sich zu verdünnter Schwefelsäure umwandelt. Im Durchschnitt ergibt sich für eine Anzahl deutscher Städte 0·02 *g* Schwefelsäure auf 1 *l* Regenwasser. Allein durch die Anwesenheit dieser Säure im atmosphärischen Niederschlag erklärt sich die schnelle Verwitterung des Marmors und der freien Luft ausgesetzter Wandgemälde. Noch wirksamer in dieser Hinsicht als der Regenfall erweist sich der Schnee, da derselbe eine viel größere Fähigkeit hat während seines Fallens die schwefelige Säure aus der Atmosphäre aufzunehmen, als das Regenwasser; da er aber liegen bleibt, so ist er auch dann noch fähig, weiterhin zu absorbieren, es vermag also die aufgenommene Säure längere Zeit auf die Unterlage der Schneedecke zu wirken. Auch die Gartenanlagen in den Städten leiden sicherlich durch diesen Säuregehalt des Schnees. Daß der Regen auch in der Luft schwebende Staubmengen und organische

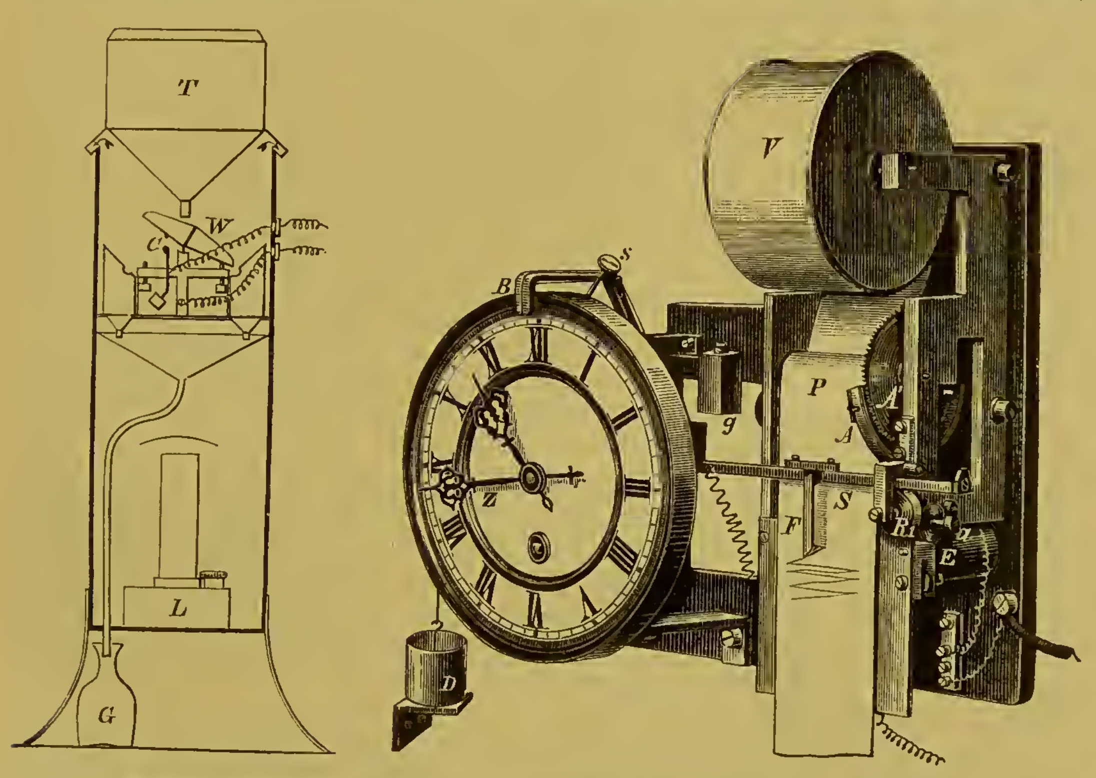


Regenwolke.

Substanzen mit sich führt und somit gleichsam die Atmosphäre wäscht, davon war schon oben die Rede (vgl. S. 32).

Die Häufigkeit der Niederschläge wird gewöhnlich ausgedrückt durch die Zahl der Tage, an denen es regnet oder schneit; hingegen bezeichnet man die Menge des als Regen oder Schnee auf die Erdoberfläche fallenden Wassers durch Angabe der Höhe, bis zu welcher Regen und Schnee (letzterer geschmolzen) den Boden bedecken würden, wenn sie auf einer horizontalen Fläche sich ansammelten und weder einsickerten noch verdunsteten. Diese Höhe heißt die Regenhöhe eines Ortes; sie wird gewöhnlich in Centimetern oder Millimetern angegeben.

Zur Ermittelung der Regenhöhe bedient man sich eines Instrumentes, welches Regenmesser (Ombrometer, Pluviometer, Udometer oder auch Hyetometer) heißt. Die beste und einfachste Art besteht aus einem Blechtrichter, der den Regen auf-



Registrierender Regenmesser mit elektrischer Übertragung von R. Fueß.

fängt und durch eine enge Röhre in einen Behälter fließen läßt, aus dem das gesammelte Wasser mittels eines Hahnes in ein Glasgefäß abgelassen wird, das mit einer Scala versehen ist. Der Trichter muss oben eine scharfe Kante haben, damit kein Wasser zuläuft, welches seitlich auf den Rand niederfiel. Da das gesammelte Wasser aus dem Trichter sofort in das Sammelgefäß abfließt, welches außer der engen Röhre keine Communication nach außen hat, wird die Verdunstung des Wassers fast gänzlich verhindert. Befindet sich Schnee im Regenmesser, so bringt man letzteren an einen warmen Ort, um vor der Messung den Schnee schmelzen zu lassen; es gibt aber auch Apparate mit einer constant wirkenden Wärmequelle. Das Messglas, an dessen Scala man die Menge des gefallenen Regens abliest, hat einen viel kleineren Durchmesser als die Oberfläche des auffangenden Trichters. Verhalten sich zum Beispiel die beiden Querschnitte wie 1 : 200,

so wird die in das Messglas eingelassene Regenmenge zweihundertmal so groß sein als diejenige, welche auf den Querschnitt dieses Glases während desselben Regens gefallen sein würde. Um die wirkliche Regenhöhe zu erfahren, muss man aber auch den an der Scala abgelesenen Wert durch 200 dividieren. Diese Einrichtung des Messgefäßes ist aus dem Grunde nothwendig, weil selbst nach starkem Regen die vom Trichter aufgefangene Wassermenge gegen Erwarten gering ist; selbst „nach ungeheuren Güssen, bei denen das Wasser, dem populären Ausdrucke gemäß, fußhoch die Straßen überschwemmte, zeigt das Auffanggefäß höchstens 2 oder 3 *cm* Wasserhöhe".

Unsere Abbildung zeigt einen complicierteren Regenmesser, wie er von R. Fueß construiert wird. Der Trichter T entleert das von ihm aufgefangene Wasser in ein über ihm befindliches schaufelförmiges Gefäß, welches durch eine Verticalwand in zwei Hälften getheilt und um eine horizontale Achse drehbar ist. In der dargestellten Stellung müsste das Regenwasser zunächst in die linke Hälfte C dieses Gefäßes fließen. Sobald sich in derselben ein gewisses Quantum Wasser befindet, neigt sich diese nach links und entleert ihren Inhalt in den unter ihr befindlichen kleinen Trichter. Im gleichen Augenblicke schließt das sich nach links neigende Schaufelgefäß einen elektrischen Strom, welcher auf dem Registrierapparat einen Stift in Bewegung setzt und mittels des letzteren auf einem ablaufenden Papierstreifen eine Marke macht. Durch das Überneigen der Hälfte C wird die rechte Hälfte W des Schaufelgefäßes gehoben, und das Regenwasser fließt nun in diese ab, bis sie gefüllt ist. Dann aber wiederholt sich hier derselbe Vorgang, wie früher mit der linken Hälfte C. Da die Fassungsmenge der beiden Hälften des Schaufelgefäßes bekannt ist, kann man auf diese Weise die gefallene Regenmenge genau bestimmen. Der ganze Apparat ist von einem cylindrischen Mantel dicht umschlossen, damit die Verdunstung des Wassers verhindert wird.

Die mittels des Ombrometers an den einzelnen Regentagen eines größeren Zeitabschnittes (eines Monates oder eines Jahres) gemessenen Regenmengen werden einfach summiert und geben so die Regenmenge dieses Zeitabschnittes (Monates oder Jahres). Da aber die Regenmengen in den verschiedenen Jahren oder deren Monaten, wie wir später noch des näheren sehen werden, nicht gleich groß sind, so zieht man aus den Summen der einzelnen Jahresmengen (oder der einzelnen Monate) das arithmetische Mittel und erhält so die mittlere Regenmenge des Jahres (oder der verschiedenen Monate).

Die Aufstellung des Regenmessers erfordert mannigfache Vorsichtsmaßregeln. Vor allem muss man darauf achten, dass der hierzu gewählte Ort so viel wie möglich dieselben Regenmengen empfängt, wie die nähere und weitere Umgebung. Regen und Schnee sollen von allen Seiten freien Zutritt haben; durch genügende Höhe muss allen Schneeverwehungen vorgebeugt sein; auch darf die Öffnung des Regenmessers nach oben durchaus nicht von der horizontalen Lage abweichen. Ferner ist es nicht gleichgiltig, in welcher Höhe über dem Boden das Instrument sich befindet; denn die Regenmenge eines Ortes nimmt nach oben hin ab. Diese Thatsache entdeckte bereits Heberden in London um die Mitte des vorigen Jahrhundertes. Besonders wertvoll sind die Aufzeichnungen auf der Pariser Sternwarte, weil sie einen langjährigen Zeitraum umfassen; dieselben lieferten das Ergebnis, dass im Hofe des Gebäudes im Laufe des Jahres durchschnittlich 577 *mm*, auf der 28·8 *m* höher liegenden Terrasse aber nur 507 *mm* Regen fallen. Diese Abnahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe beruht nicht, wie man früher meinte, auf einer Vergrößerung der Regentropfen oder Schneeflocken während ihres Falles durch die feuchten Luftschichten, sondern hat vielmehr ihren Grund einer-

seits in der Ablenkung der Regentropfen durch den Wind, anderseits in dem Herauswirbeln des Schnees aus dem Regenmesser. Selbstverständlich sollte man bestrebt sein, die Niederschlagsmenge zu ermitteln, welche die Erdoberfläche selbst trifft. Da aber eine derartige Aufstellung des Regenmessers, insbesondere wegen der Schneeverwehungen, nicht zu empfehlen ist, begnügt man sich mit den Angaben, welche in einer etwas größeren Höhe, in welcher Schneeverwehungen nicht mehr stattfinden, gesammelt werden. Der dadurch sich ergebende Fehler kann auf Grund langjähriger Regenmessungen in den Vereinigten Staaten und England nach den von Archibald, Stevenson und Abbe mitgetheilten Formeln corrigiert werden.

Da selbstregistrierende Regenmesser erst seit neuester Zeit an einigen Beobachtungsstationen in Verwendung sind, ist man bis jetzt über die Vertheilung der Niederschläge auf die einzelnen Tagesstunden noch wenig unterrichtet. Doch steht fest, dass es eine tägliche Periode der Niederschläge gibt. Im allgemeinen zeigt sich, dass sowohl in Bezug auf Regenmenge als auch Regenhäufigkeit das Hauptmaximum nach 2 Uhr nachmittags eintritt, ein zweites Maximum in den ersten Morgenstunden; das Hauptminimum gegen Mittag und ein zweites Minimum um die Mitternachtszeit. Die jährliche Periode der Niederschläge ist dagegen schon seit langem Gegenstand der Beobachtung gewesen und daher für einen großen Theil der Erdoberfläche genau bekannt; da sie hauptsächlich von der geographischen Lage abhängig erscheint, soll dieselbe in Verbindung mit der geographischen Vertheilung der Niederschläge weiter unten besprochen werden.

Ehe wir diesem Gegenstande uns zuwenden, müssen wir noch einige Factoren näher betrachten, welche auf die Häufigkeit und Menge des Niederschlages von bestimmendem Einflusse sind. Hierher gehören in erster Linie die Winde, welche die dem Meere entstammenden Dunstmassen dem Lande zuführen; von ihnen war aber schon oben die Rede. Einen zweiten wichtigen Factor bilden die Gebirge, weil sie den größten Einfluss auf die Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes und dadurch auch auf die Häufigkeit und Menge des Regenfalles nehmen. Dieser Einfluss hat, wie wir bereits gesehen haben, seinen Grund in der Entstehung aufsteigender Luftbewegung, womit eine rasche Abkühlung der Luft und eine Condensation des Wasserdampfgehaltes derselben verbunden ist. Theils werden die allgemeinen Luftströmungen gezwungen, an den Abhängen eines Gebirgszuges emporzusteigen, theils veranlasst das Gebirge selbst locale aufsteigende Luftbewegungen. In allen Klimaten tritt der Einfluss der Gebirge auf die Niederschläge ganz bedeutungsvoll hervor, derart, dass sie überall inselartige Räume häufigeren und verstärkten Regenfalles bedingen. Selbst in fast regenlosen Wüstengegenden, wo größere Gebirge sich erheben, finden reichlichere Niederschläge statt, welche eine Zunahme der Vegetation mit der Höhe ermöglichen. So haben beispielsweise die höheren Plateaus und Gebirge der mittleren Sahara regelmäßige Regen im Sommer, an den Gebirgen der nubischen und arabischen Küste des Rothen Meeres entladen sich Gewitter mit schweren Regengüssen, während die Küste selbst gar keinen oder seltenen Regenfall hat. Diejenigen Gebirgszüge, welche zu den vorherrschenden Winden mehr oder weniger senkrecht gerichtet sind, haben nach der Luvseite hin reichliche Niederschläge, während die Leeseite trocken ist, wie ohne weiteres eingesehen werden kann.[1]) Wo der Passat auf dem Meere und in der Ebene weht, bringt er keinen Regen; wo er aber gebirgige Küsten zu über-

---

[1]) Die Ausdrücke „Luv" und „Lee" gehören eigentlich der Seemannssprache an; die Luvseite des Schiffes ist die vom Winde getroffene Seite, während die Leeseite vom Winde abgekehrt ist und vom ihm daher nicht getroffen wird.

schreiten hat oder wo er landeinwärts auf höhere Gebirge stößt, gibt er Veranlassung zu anhaltenden und ergiebigen Regenfällen. Dies zeigen die Inseln Westindiens, St. Helena, Madagaskar, das tropische Südamerika und Südafrika. Ein Gleiches gilt vom Südwestmonsun in Indien. Dort ist der Einfluss des Gebirges ungemein scharf ausgesprochen. In Bombay, an der Westseite des Ghatsgebirges, welche dem Südwestmonsun offen liegt, beträgt die jährliche Regenmenge 1881 *mm*, in Mahabaleswar, in einer Seehöhe von 1384 *m* auf dem Kamme der Westghats, steigt sie zu der außerordentlichen Menge von 6460 *mm*, dagegen in Puna, auf der Ostseite in 610 *m* Seehöhe, fällt sie plötzlich auf 760 *mm*. In Europa ist allenthalben die Westseite der Gebirge, die den vorherrschenden dampfreichen südwestlichen und westlichen Winden ausgesetzt ist, die regenreichste. Schon mit der Annäherung an die Gebirge nimmt der Niederschlag zu; offenbar, weil die fortbewegte Luft schon in größerer Entfernung von dem sich ihr entgegenstellenden Hindernisse zum Aufsteigen gezwungen wird. Dies zeigen die Niederschläge im Harz und seiner Umgebung. Dort wächst die Regenmenge mit der Annäherung und nimmt wieder ab, nachdem der Gipfel überschritten ist.

	Göttingen	Heiligenstadt	Ballenstedt	Klausthal	Brocken	Wernigerode	Salzwedel
Seehöhe . . .	130	221	255	565	1134	246	40 *m*
Regenmenge . .	550	601	953	1427	1700	724	585 *mm*

Mit zunehmender Seehöhe wächst auch die Regenmenge, wofür Hann als Beispiel das deutsche Mittelgebirge anführt:

Seehöhe	1—200	2—300	3—400	4—500	5—700	700—1000 *m*
Regenfall . . .	580	650	700	780	850	1000 *mm*

Die Zunahme des Regenfalles mit wachsender Höhe im Gebirge reicht aber nur bis zu einer gewissen Seehöhe, von welcher an die Regenmenge sich wieder vermindert. Die Ursache hiervon ist darin zu suchen, dass der aufsteigende Luftstrom immer mehr an Temperatur und Feuchtigkeit abnehmen muss.

Ein dritter Factor, welcher die Menge und Häufigkeit der Niederschläge beeinflusst, ist der Wald. Es ist eine alte und allgemein verbreitete Überzeugung, dass ausgedehnte Waldungen atmosphärische Niederschläge begünstigen, mit anderen Worten, dass ein Land durch Entwaldung trockener und unfruchtbarer, durch eine rationelle Waldpflege dagegen regenreicher werde. Dieser Einfluss des Waldes galt schon lange als unumstößliche Thatsache, er hat der staatlichen Forstpolitik zur Richtschnur gedient, ohne dass ein strenger Beweis desselben geliefert worden wäre. Zwar hat schon Ebermayer 1873 den Einfluss des Forstes auf den Regenfall untersucht und die Regenmengen der drei bayerischen Orte Aschaffenburg, Rohrbrunn und Duschlberg zusammengestellt, von denen der erste in ziemlich baumloser Ebene, der zweite im waldigen Spessart und der dritte in dem noch zum Theil mit Urwald bedeckten Böhmerwalde gelegen ist. Er fand nun, dass die mittlere jährliche Regenmenge in Aschaffenburg 655 *mm*, in Rohrbrunn 1052 *mm* und in Duschlberg 1226 *mm* beträgt. Aber diese Zahlen sagen strenge genommen nur aus, dass Waldregionen zugleich viel Regen haben, während es vorerst unentschieden bleibt, ob der Wald den Regen an sich zieht, oder ob umgekehrt Wälder vorzugsweise an Stellen gedeihen, welche regenreich sind. Doch fehlt es nicht an Gründen für die erstere Alternative. Es hat sich ergeben, dass die Waldluft relativ feuchter ist als die Luft im Freien, was sich durch ihre größere Kühle leicht erklärt. Ebermayer hat gefunden, dass von der gefallenen Regenmenge ein Viertel durch die Baumkronen aufgefangen und durch Verdunstung der Luft zurückgeführt wird; allein von den übrig bleibenden (zum Boden gelangenden) drei Viertheilen der fallenden Regenmenge verdunstet in der gleichen Zeit im Walde sechsmal weniger

als im Freien. Dazu kommt, dass die Bäume die Fähigkeit besitzen, den Dampfgehalt der Luft zu condensieren. Schon ein einzelner Baum kann sich, wie Ebermayer nach Graham ausführt, sehr gut dazu eignen, die Feuchtigkeit des Nebels in sich aufzunehmen; ein alleinstehender Baum auf den Canarien war dafür weit und breit bekannt, dass er der Seebrise ihre Feuchtigkeit entzöge, und dass diese Volksmeinung das Richtige traf, ergab sich nach dem Umhauen dieses Baumes. G. Rohlfs verweist auf die sogenannten „Regenbäume" der Tropen, welche, z. B. in Peru, so kräftig als Condensatoren wirken, dass durch das aus ihren Zweigen träufelnde Wasser der Untergrund in einen förmlichen Sumpf verwandelt wird. In wie viel höherem Grade muss demgemäß ein Complex von Bäumen solche Fähigkeiten bethätigen. Die besten Condensatoren unter unseren Bäumen sind die Fichten.

In jüngster Zeit angestellte statistische Erhebungen haben gezeigt, dass eine rationelle Pflege des Waldes in der That die Menge der Niederschläge steigere. Dies ergibt sich z. B. aus den meteorologischen Berichten Blanfords über Britisch-Ostindien; in dem Theil der Centralprovinzen, der zwischen dem Nerbuddafluss und der Ebene von Nagpur und Raipur liegt und der die Gebirgskette der Satpuras begreift, ist seit einer Reihe von Jahren der Wald gepflegt, und an die Stelle lückiger Bestände und weiter Ödungen sind ausgedehnte Strecken dichten Waldes getreten. Dadurch wurde die mittlere Regenhöhe seit 1875 um 150 *mm* gesteigert. Ähnliches hat J. Studnička bezüglich Böhmens nachgewiesen. Auf St. Helena fällt jetzt die doppelte Regenmenge wie während der Gefangenschaft Napoleons, und zwar infolge künstlicher Beforstung. Aber die Einwirkung des Waldes auf die Niederschläge beschränkt sich nicht bloß auf eine Vermehrung derselben, sondern der Wald bewirkt auch eine günstigere Vertheilung derselben, eine Ausgleichung der Gegensätze. Es ist eine alte Erfahrung, dass die Zerstörung der Wälder die klimatischen Gegensätze verschärfe, die Niederschläge ungleich vertheile und namentlich die Überschwemmungsgefahr steigere, wofür die in dem entwaldeten Südtirol sich so oft wiederholenden Katastrophen eine traurige Bestätigung liefern.

Für die Abnahme des Regens mit zunehmender Entwaldung gibt es Beispiele in Fülle. Auf der Insel Madeira, wo zu Beginn des 15. Jahrhunderts ein großer Brand einen Theil der Wälder zerstörte, bemerkte man alsbald eine Abnahme der Regen. Auf den Korninseln vor der Mosquitoküste soll seit Einführung der Baumwollencultur, d. h. seit Beseitigung der dortigen Wälder, die Regenzeit von sieben auf fünf Monate sich verringert haben. Bekannt ist das Beispiel der Boussingault'schen Quelle in Südamerika, die verschwand, nachdem der Wald um sie herum gelichtet worden war, und zurückkehrte, sobald der Wald seine frühere Herrschaft wieder gewonnen hatte. Auf den westindischen Inseln Santa Cruz und St. Thomas haben nach Hubbard die Regen infolge von Ausrodung der Wälder so abgenommen, dass die Inseln ihrer Verödung entgegengehen. Die Insel Curaçao, welche früher einmal ein Garten der Fruchtbarkeit war, ist durch die Entwaldung zur vollständigen Wüste geworden; die Regen haben fast ganz aufgehört, und frisches Wasser gehört zu den Luxusartikeln. Im Angesichte von Curaçao liegt die Küste des Festlandes, bedeckt mit reichlicher Vegetation, über welche schwere Wolken in wohlthätigen Schauern sich entladen.

Die Menge des jährlich fallenden Regens, sowie deren Vertheilung über die Jahreszeiten ist eines der wichtigsten klimatischen Elemente. Von dem Ausmaße der Wärme und des atmosphärischen Niederschlages, welches einem Orte auf der Erdoberfläche zukommt, hängt dessen Bewohnbarkeit ab und der Reichthum des Lebens, das dort eine Stätte der Entwickelung zu finden vermag. Von der

Menge der Niederschläge hängt der größere oder geringere Wasserreichthum der Flüsse und Seen ab, die als unmittelbare Producte des Klimas anzusehen sind. Anderseits sind auch die Wüsten und Steppen meteorologische Erscheinungen, bedingt durch völligen oder theilweisen Regenmangel.

Die Vertheilung der Regenmenge auf der Erdoberfläche ist eine sehr ungleichmäßige. Nach den obigen Ausführungen erscheint dieselbe hauptsächlich von folgenden vier Factoren abhängig: 1. Von den vorherrschenden Winden; kalte Landwinde sind relativ trocken, warme Seewinde dagegen sind eigentliche Regenwinde; 2. von dem Streichen der Gebirge, wenn dieselben der Richtung des Regenwindes senkrecht in den Weg treten, indem die Luvseite eines Gebirges an Niederschlägen reich, die Leeseite arm ist; 3. von der Temperatur, denn große Wärme begünstigt starke Verdunstung und Wolkenbildung und darum auch reichlichen Niederschlag; niedrige Temperatur verringert die Dampfbildung und damit auch die Menge des Niederschlages; 4. von der Entfernung von den Küsten; wo der herrschende Wind vom Meere herweht, fällt viel Regen, namentlich dann, wenn noch Gebirge an der Küste emporsteigen.

Da der Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre vom Äquator gegen die Pole hin mit der Temperatur abnimmt, so sind die größten Regenmengen in den äquatorialen Gegenden zu erwarten. Von dort sinkt im allgemeinen die Regenmenge nach Norden und Süden, wenn nicht einer oder der andere der obenerwähnten Factoren wieder eine Steigerung hervorruft. Zu den regenreichsten Gegenden der Erde gehört zunächst der Calmengürtel, wo die beständig aufsteigende Bewegung einer feuchten heißen Luft fortwährend Wolkenbildung (den äquatorialen Wolkenring) und Gewitterregengüsse erzeugt. Hieran reiht sich das ostindische Monsungebiet an jenen Orten, wo der Südwestmonsun auf ein Gebirge trifft. So erreicht Tscherrapundschi am Südabhange der Kassiaberge, nördlich von Calcutta, die größte jährliche Regenmenge mit 1252 *cm*; es regnet dort in einem einzigen Jahre ebensoviel als in Suez in vier Jahrhunderten; im Jahre 1861 betrug die Regenhöhe gar 2299 *cm*, ja an einem Tage, am 14. Juni 1876, fielen daselbst nicht weniger als 104 *cm* Regen. Sehr große Regenmengen fallen außerdem in den Westghats (Mahabaleswar 663 *cm*), in Barma (Sandoway 538 *cm*) und an der Westseite der Insel Ceylon. In Niederländisch-Indien haben Buitenzorg 482, Önarang 481 und Padang 458 *cm* Regen im Jahresmittel. In Maranhão in Brasilien beträgt die jährliche Regenmenge 711 *cm*, in Sierra Leone an der Westküste Afrikas 480 *cm*, in Cayenne 330 *cm*. Die regenreichsten Gebiete Europas sind die Westküste von Nordengland und von Schottland (The Stye 472 *cm*, Seathwaite 361 *cm* und Upper Gleneroe 326 *cm*), von Norwegen (Bergen 184 *cm*), die Nordseite der Serra da Estrella (gegen 350 *cm*) und der Südfuß der Alpen (Tolmezzo 244 *cm*). Stark genetzt sind auch die Küste von Nordwestamerika (Sitka 225 *cm*), der südliche Theil der Küste von Chile (Valdivia 277 *cm*), die Westküste von Neuseeland (Hokitika 287 *cm*). In beiden gemäßigten Zonen sind die westlichen Gebirgsküsten regenreich, weil an ihnen der Äquatorialstrom (Südwest auf der nördlichen, Nordwest auf der südlichen Halbkugel) seine Feuchtigkeit zuerst niederschlägt.

Im binnenländischen Europa sind die Regenmengen im Vergleich mit den obenangeführten sehr gering. Unter 30 *cm* sinkt das Jahresmittel in Salamanca und Lerida in Spanien, welche Orte im Windschatten der westlichen und nördlichen Gebirgsketten liegen. Auch im übrigen Spanien gibt es wenig Regen (Madrid 38 *cm*, Valladolid 39 *cm*, Murcia 36 *cm*). Größer ist die Regenmenge in Frankreich (Marseille 55, Paris 58, Bordeaux 66, Brest 74, Lyon 78 *cm*).

Deutschland hat wenig Regen (Kiel 65, Hamburg 66, Hannover 57, Köln 59, Gotha 61, Stettin 49, Berlin 59, Leipzig 54, Breslau 56, Straßburg 67, Regensburg 60, München 81 *cm*). Das Gleiche gilt von den ebeneren Gegenden Österreich-Ungarns (Prag 47, Pilsen 50, Brünn 50, Wien 59, Krakau 63, Lemberg 68, Tarnopol 57, Budapest 53, Szegedin 52, Hermannstadt 66 *cm*). Noch geringer sind die Regenmengen in Russland (St. Petersburg 42, Riga 48, Kiew 49, Odessa 36, Kasan 35 *cm*). Auch der Balkanhalbinsel fehlen die eigentlichen Regenwinde, so dass Athen nur 39 *cm* jährlichen Niederschlag aufweist; größer sind die Regenfälle im Nordosten (Smyrna 62, Constantinopel 70 *cm*). Ansehnlichere Regenmengen finden wir in Italien (Palermo 58, Neapel 85, Rom 80, Florenz 108, Mailand 97, Modena 75, Venedig 89 *cm*). Überall aber bilden die Gebirge klimatische Inseln mit wesentlich größeren Regenmengen, so die Alpen (Raibl 218, Alt-Aussee 197, Bregenz 155, Laibach 142, St. Bernhard 112 *cm*), die Vogesen (Wildenstein 192, Schweigmatt 167 *cm*), der Harz (Brocken 167 *cm*), der Schwarzwald (Höchenschwand 159 *cm*), der Böhmerwald (Eisenstein 124, Duschlberg 121 *cm*).

Die geringsten Regenmengen der Erde fallen in dem großen Wüstengürtel, welcher Nordafrika zwischen 18 und 30° nördl. Br. als Sahara und Libysche Wüste durchzieht, dann über Arabien, Syrien, Mesopotamien und das Hochland von Iran bis an den Indus sich erstreckt. In demselben liegen äußerst regenarme oder nahezu regenlose Gebiete. Als Beispiele mögen dienen Biskra in Algerien mit 22 *cm*, Alexandrien in Ägypten mit 21 *cm* und Suez mit 3 *cm*. Im Nordosten schließen sich an diesen Wüstengürtel die ausgedehnten Steppen in den Niederungen am Kaspischen Meere (Astrachan 12 *cm*, Alexandrowsk 13 *cm*) und am Aralsee bis zum Balkaschsee. Die Ursache der Regenarmut dieser Gegenden ist in dem Vorherrschen der nördlichen und nordöstlichen Winde zu suchen, welche, selbst wo sie vom Mittelmeere herkommen, über dem erhitzten Festlande keine Niederschläge liefern können. Dass aber auch hier die Gebirge eine Ausnahme machen, indem sie sich größerer Feuchtigkeit und reichlicherer Vegetation erfreuen, wurde schon oben erwähnt. Noch weiter östlich liegt inmitten des höchsten Gebirgskranzes der Erde die Wüste Gobi; die rings umschließenden Gebirge condensieren alle Feuchtigkeit, welche die Winde mit sich führen und diese gelangen ganz trocken in die Gobi hinab. Ähnlich verhält es sich mit der Kalahariwüste in Südwestafrika, welche wegen der hohen Randgebirge im Osten der vorherrschende Südostpassat erst nach Abgabe seiner Feuchtigkeit erreicht. Zu den regenarmen Gebieten gehören ferner die Wüstengegenden Australiens, Südamerikas westlich von den Anden, in Nordamerika am Coloradoflusse und in Britisch-Amerika östlich vom Felsengebirge.

Eine auffällige Regenarmut herrscht auch an den Westküsten der Continente in subtropischen Breiten; so an Südamerikas Westküste vom mittleren Chile (Santiago 43 *cm*) an bis gegen Ecuador und an der Westküste Südafrikas vom Oranjefluss bis gegen Benguela. Auch Niedercalifornien und die Küste von Marokko zeigen, wiewohl in geringerem Maße, ähnliche Verhältnisse. Die Erklärung für die Trockenheit dieser Gegenden finden wir aus einer Betrachtung der Karten IX, X und XI. Die über den Oceanen in diesen Breiten bestehenden Maxima des Luftdruckes, auf deren Äquatorialseite diese liegen, bedingen für dieselben vorherrschende Kühle, sogenannte polare Winde; zugleich bewirken kühle Meeresströme, welche dieselbe Richtung verfolgen, eine Abkühlung der Küsten. Dagegen werden jenseits der subtropischen Breiten, auf der Polarseite der Luftdruckmaxima, wo die Winde von niedrigeren gegen höhere Breiten wehen, die

Westküsten sehr regenreich. Dies kann man im südlichen Chile und an der Westküste Patagoniens, an der Westküste Nordamerikas nördlich von 40° Breite, an jener des nördlichen Theiles der Pyrenäenhalbinsel beobachten. An den Ostküsten sind die Verhältnisse gerade umgekehrt.

Um ein Gesammtbild von den örtlichen Unterschieden der Regenmenge auf einem größeren Länderraum oder auf der ganzen Erde zu erhalten, entwirft man Regenkarten, wobei man in folgender Weise verfährt: Nachdem man die mittleren jährlichen Regenhöhen für eine größere Anzahl von Orten zusammengestellt und auf der Karte eingetragen hat, verbindet man alle Orte, welche eine gleiche Menge der Niederschläge empfangen, durch Linien (sogenannte Isohyeten), die in sich selbst zurücklaufende Curven bilden. Übersichtlicher wird die Karte dadurch, dass man (ähnlich wie bei hypsometrischen Karten) den einzelnen Benetzungsstufen, d. h. den Zwischenräumen zwischen benachbarten Curven, verschiedene Farbentöne verleiht. Unsere Karte XII ist eine solche Regenkarte, nach Loomis und Hann reduciert.

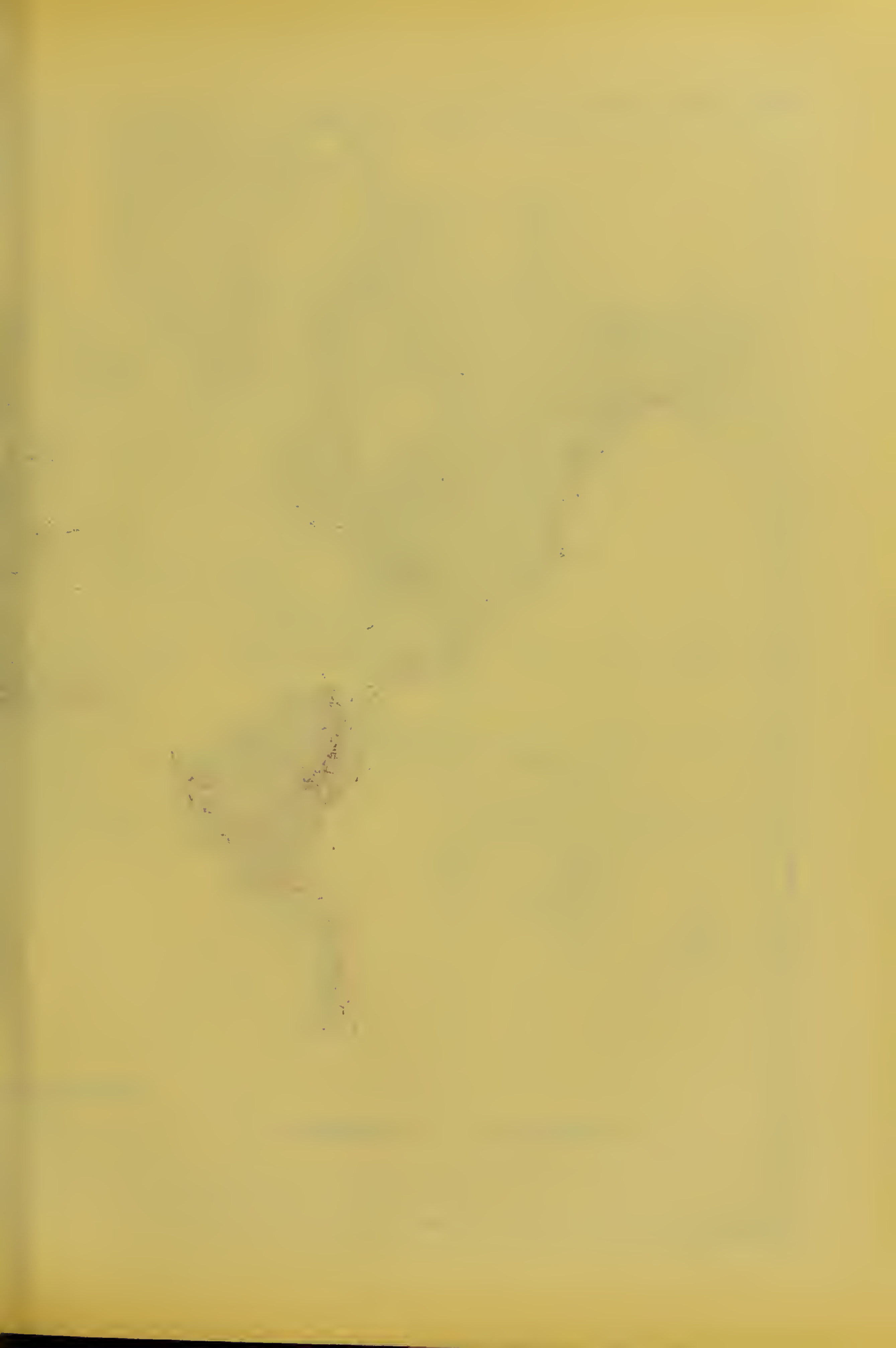
Die von Loomis entworfene Regenkarte benutzte John Murray zu einer interessanten Berechnung, indem er nämlich die Wassermasse ermittelte, welche jährlich auf die Landfläche der Erde fällt. Wir können hier mit Rücksicht auf den zu Gebote stehenden Raum nur einige seiner Resultate mittheilen. Zunächst die Regenmengen, berechnet nach der geographischen Breite.

Regenmengen, berechnet nach der geographischen Breite.

Nördl. Breitengrade	Areal in 1000 km^2	Regenhöhe Millimeter	Totaler Regenfall Kubikkilometer
80—90	220	340	75
70—80	3.135	355	1.105
60—70	13.120	370	4.895
50—60	14.445	550	7.890
40—50	16.305	570	7.220
30—40	15.205	555	8.380
20—30	15.255	675	10.270
10—20	11.745	950	11.160
0—10	10.045	970	19.730
Südl. Breitengrade			
60—90	923	765 (?)	7.030
50—60	200	1.045	210
40—50	990	1.055	1.045
30—40	3.890	700	2.705
20—30	9.280	655	6.080
10—20	9.500	1.230	11.635
0—10	10.525	1.885	19.805

Auf Grund dieser Zahlen verglich Murray die Niederschlagsmenge, die Verdunstung und die Abflussmenge des Wassers, welches von den Continenten den Oceanen zuströmt, und fand, dass das Verhältnis der Abflussmenge zu der Niederschlagsmenge in höheren Breiten relativ hoch sei. In etwa 30° Breite erreicht dasselbe sein Minimum und nimmt in den Tropen wieder zu. Die im Laufe eines Jahres zum Ocean abfließenden Wassermassen aus den gesammten auf die nicht abflusslosen Gebiete fallenden Wassermengen berechnete er zu 24.600 km^3. Wenn man vom totalen Regenfall die den Oceanen zugeführten Wassermassen abzieht, so bleiben noch 8730 km^3, welche jährlich durch Verdunstung von der Landoberfläche der Atmosphäre wieder zurückgegeben werden.

Noch bedeutungsvoller als das mittlere jährliche Regenquantum, das einem Orte zukommt, ist die Vertheilung desselben über das Jahr. Die ganze





GRÖNLAND
Island
Barrow Sp.
C. Prinz Wales
Sitka
Vancouver I.
Winnipeg
York
Quebec
Neu Fundland
Chicago
New York
Washington
S. Francisco
Charleston
Bermudas I.
New Orleans
Mexico
Acapulco
Honolulu
Haiti
Caracas
Cayenne
Galapagos I.
Quito
C. Parina
Para
Lima
Bahia
Arica
Rio de Janeiro
Asuncion
Valparaiso
Buenos Aires
La Plata
Feuerland
C. Horn
Süd-Georgien
C. Farewell
Godthaab
Upernivik
Reykjavik
Jan Mayen
Azoren
Lissabon
Madrid
Canarien
Marokko
Timbuktu
C. Verde
Äquator
St. Helena
Wendekreis des Krebses
Wendekreis des Steinbocks
unter 20cm.
20cm. - 60cm.
60cm. - 130cm.
JÄHRLICH
nach L
Äquatorialm
Die Menge (Höhe) des gefall
A. Hartleben's Verlag.


Taf. XII.
C. Tscheljuskin
Nowaja Semlja
Neu Sibirien
Nord Cap
Wrangel I.
Werchojansk
Archangelsk
Obdorsk
Jakutsk
Ochotsk
St. Petersburg
Tobolsk
Moskau
Orenburg
Barnaul
Irkutsk
Nikolajewsk
Peter-Paulshafen
Odessa
Astrachan
Kurilen
Wladiwostok
Hakodadi
Peking
Tiflis
Smyrna
Jarkand
Herat
Teheran
Bagdad
Tokio
Kiusiu
Shanghai
Lhassa
Kairo
Calcutta
Canton
Bombay
Madras
Bangkok
Aden
C. Guardafui
Ceylon
Carolinen
Seychellen
Sansibar
Borneo
Batavia
Java
Port Darwin
C. York
Madagaskar
Port Natal
Nadelcap
Brisbane
Perth
C. Leeuwin
Sydney
Adelaide
Melbourne
Tasmanien
Neu Seeland
Kerguelen I.
EGENMENGE
nd Hann.
1 : 150,000.000.
ist in Centimetern ausgedrückt.
Verlag.
130 cm. – 200 cm.
über 200 cm.
Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



Menge des Niederschlages, welche ein Landstrich jährlich empfängt, kann nämlich entweder ziemlich gleichmäßig über die einzelnen Monate vertheilt sein, oder es regnet nur in bestimmten Monaten, während die übrige Zeit Regenlosigkeit herrscht. Diese verschiedene Art der Vertheilung ist selbstverständlich von der größten Wichtigkeit, besonders für die Vegetationsverhältnisse. Es ist leicht einzusehen, dass dieselbe Regenmenge, welche, über das ganze Jahr vertheilt, hinreicht, den Boden genügend zu bewässern, für die Bodencultur nahezu wertlos wird, wenn sie plötzlich während einiger Monate herabstürzt und die übrige Zeit des Jahres Dürre herrscht. Auf die verschiedene Vertheilung der Niederschläge stützt sich die Eintheilung der Erdoberfläche in Regenzonen. Man unterscheidet Zonen mit gleichmäßig vertheiltem Regenfall und Zonen mit periodischem



Dr. Heinrich Berghaus.

Regenfall. Periodische Regen herrschen überall dort, wo periodische Winde, die Passate und Monsune, wehen. Da aber, wie wir wissen, die Passate im Sommerhalbjahr der betreffenden Hemisphäre sich nord- oder südwärts verschieben, muss man zwischen tropischen Regen in der eigentlichen Tropenzone und subtropischen Regen in den Gürteln des Sommerpassates unterscheiden. In der tropischen Regenzone wieder scheidet sich der Calmengürtel, die Zone senkrecht aufsteigender Luftbewegung, mit Regengüssen zu allen Jahreszeiten von den beiden Gürteln mit Regen zur Zeit des höchsten Sonnenstandes. Jenseits der äußersten Passatgrenzen, im Gebiete der vorherrschenden Westwinde, hört die Periodicität des Regenfalles auf, wiewohl gewisse Jahreszeiten auch hier reicher an Regen sind als andere. Darnach ergibt sich folgendes Schema der Regenzonen:

a) Zonen mit periodischem Regenfall:

1. Tropische Regenzone.

α) Äquatorialregen im Calmengürtel (5° nördl. bis 5° südl. Br.);

β) Zenithalregen (5° bis 28° nördl. und südl. Br.).

2. Subtropische Regenzone (28° bis 40° nördl. und südl. Br.).

b) Zonen mit gleichmäßig vertheiltem Regenfall.

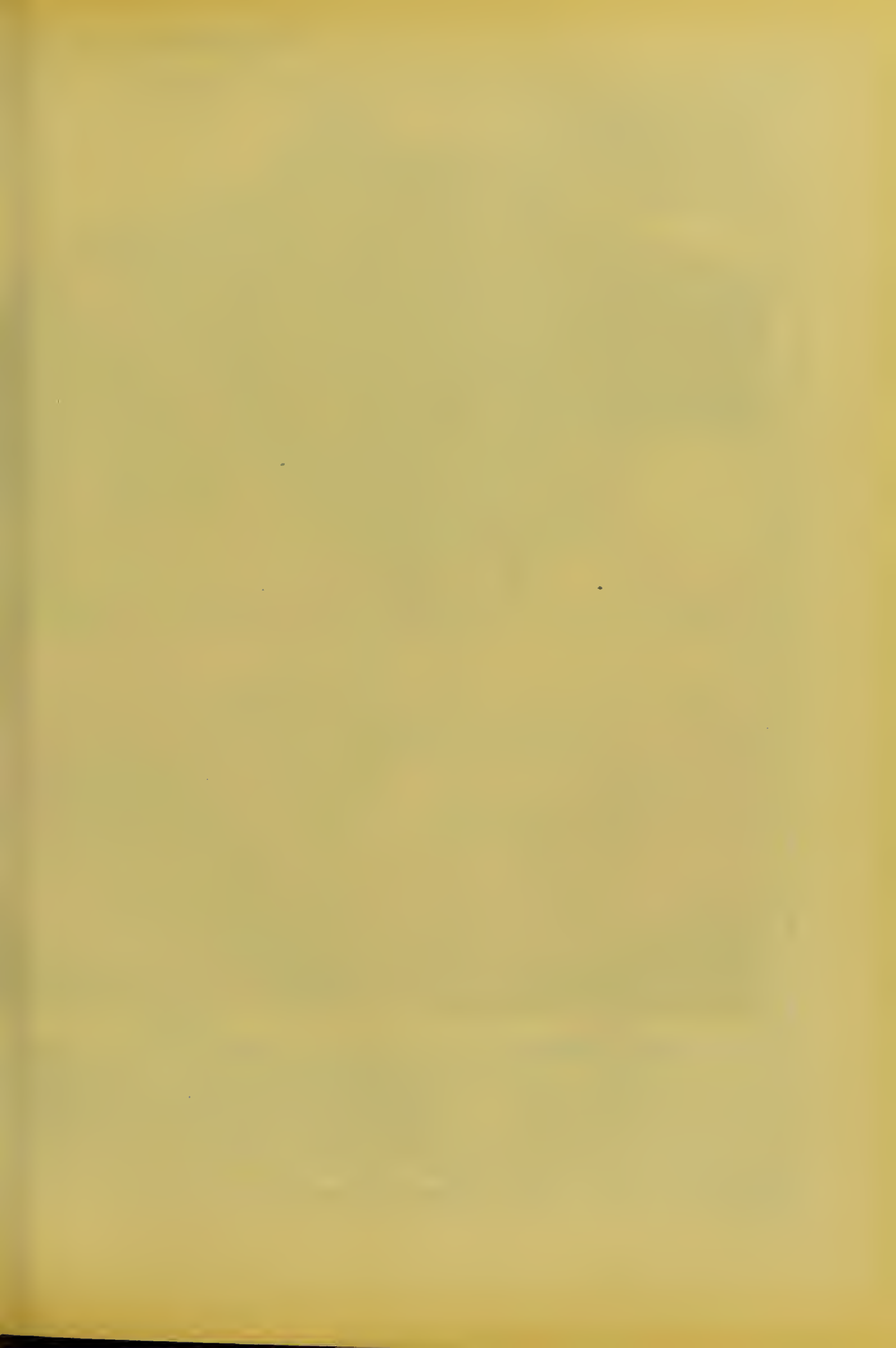
Die beste Übersicht über diese Verhältnisse gewährt eine Karte der Regenzonen. Die erste derartige Karte hat Heinrich Berghaus im Jahre 1840 entworfen. Wesentlich vervollkommnet wurde dieses Bild durch Adolf Mühry, der 1860 eine neue Karte der Regenzonen lieferte. Aber ein Hauptmangel derselben bestand darin, dass er oceanische und continentale Räume meist nach demselben Schema behandelte. Diesen Fehler beseitigte 1874 A. Woeikoff in seiner trefflichen Schrift über die atmosphärische Circulation, die in mancher Hinsicht bahnbrechend gewirkt hat. Den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse hat W. Köppen 1889 zur Darstellung gebracht, nach dessen Karte unsere Tafel XIII: „Jahreszeitliche Vertheilung der Niederschläge", bearbeitet ist.

Eine eingehendere Charakteristik der Regenzonen, wie sie J. Hann bietet, mag nun folgen.

„Der Calmengürtel, auf den Festländern circa zwischen 5° Nord und Süd vom Äquator, zeichnet sich aus durch reichlichen Regenfall zu allen Jahreszeiten in Form von Gewittergüssen, die meist nachmittags eintreten. „Ein mit feinen Sinnen begabter Beobachter," sagt Boussingault, „auch wenn er unter dem Äquator selbst verbliebe, würde das Rollen des Donners ununterbrochen vernehmen." Eine kleine Abnahme der Regenmenge tritt ein, wenn die Sonne am weitesten nördlich und südlich vom Äquator verweilt, im Juni und December.

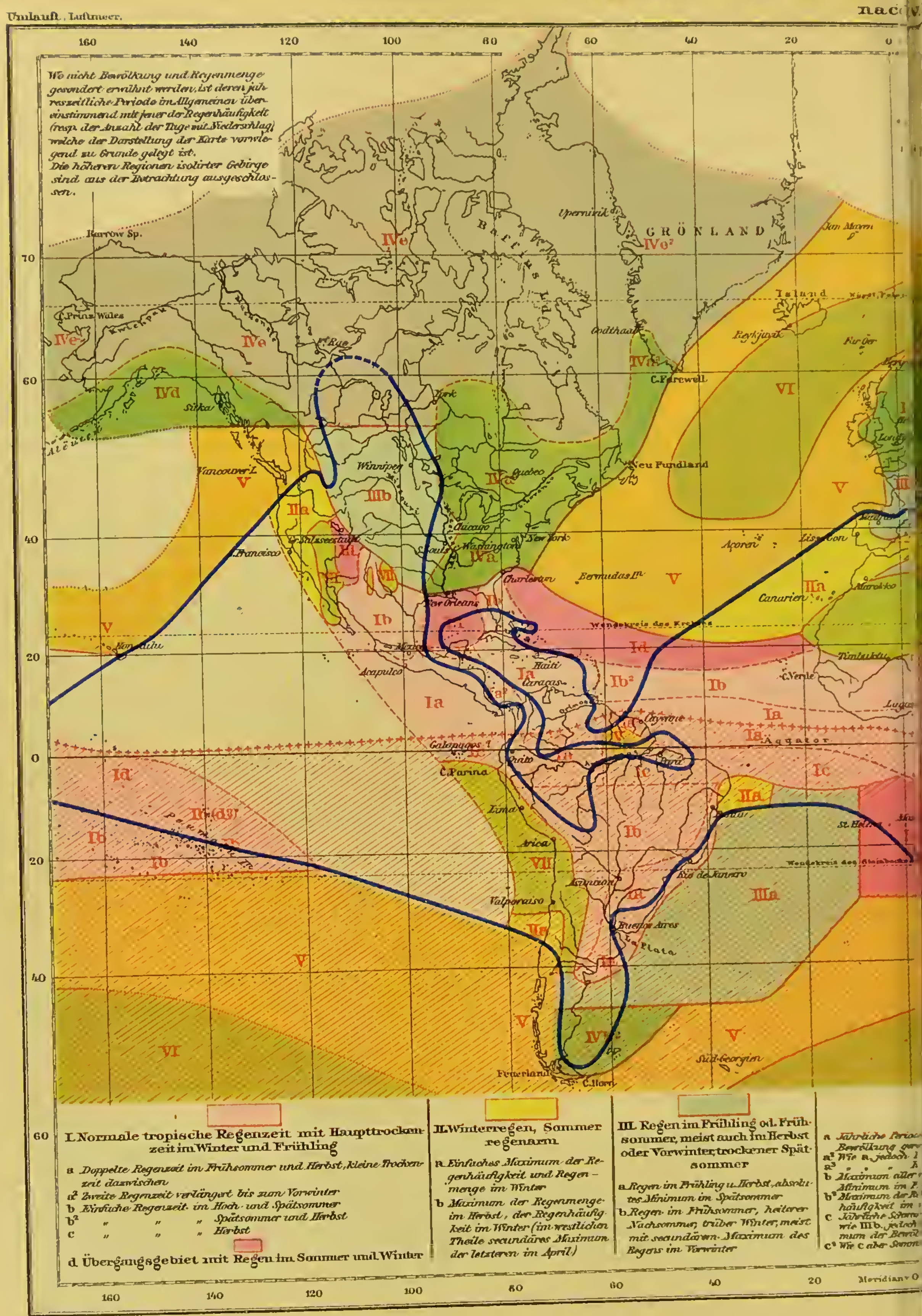
„Außerhalb des Calmengebietes tritt für einen Ort unter den Tropen die Regenzeit ein, wenn die Sonne in den Zenith desselben kommt. Dann wird der sonst regelmäßig wehende Passatwind immer schwächer, hört endlich ganz auf und macht veränderlichen Winden und Windstillen Platz. Der Passat führt nun nicht mehr beständig kühlere trockenere Luft herbei, die steigende Hitze und Windstille begünstigen einen aufsteigenden Luftstrom, der die feuchte Luft in die Höhe führt, sie abkühlt und tägliche Nachmittagsgewitter erzeugt, bei welchen die heftigsten Platzregen herabstürzen. Die Nächte und Morgen sind aber meistens heiter und klar. Sowie die Sonne sich wieder weiter vom Zenith entfernt, fängt der Passatwind wieder an zu wehen, und bringt die trockene Zeit des Jahres, während welcher kaum jemals eine Wolke den reinen Glanz des Himmels trübt. Im ehemals spanischen Amerika heißt die Trockenzeit verano (Sommer), die Regenzeit invierno (Winter), obgleich dann die Sonne am höchsten steht. Unter den Tropen scheidet man die Jahreszeiten nicht nach dem Sonnenstande, sondern nach dem Eintreten und Aufhören der Regenperioden.

„Es kommt aber die Sonne für alle Orte zwischen Wendekreis und Äquator zweimal in den Zenith. Indem sie dabei hinter sich her einen Regengürtel nachzieht, kommt es an vielen Orten, wo zwischen dem Hin- und Zurückgang der Sonne von ihrer größten Declination eine hinlängliche Pause eintritt, zu einer zweiten Regenzeit beim zweiten Zenithstand der Sonne, es sondert sich die Regenzeit in zwei Abschnitte, welche durch eine kleinere Trockenzeit (veranillo) getrennt sind. Die Gegenden mit doppelter Regenzeit bilden aber keinen geschlossenen Gürtel um die Erde, sie treten nur sporadisch auf, am deutlichsten in Mittelamerika und Afrika.



JAHRESZEITLICHE VERT

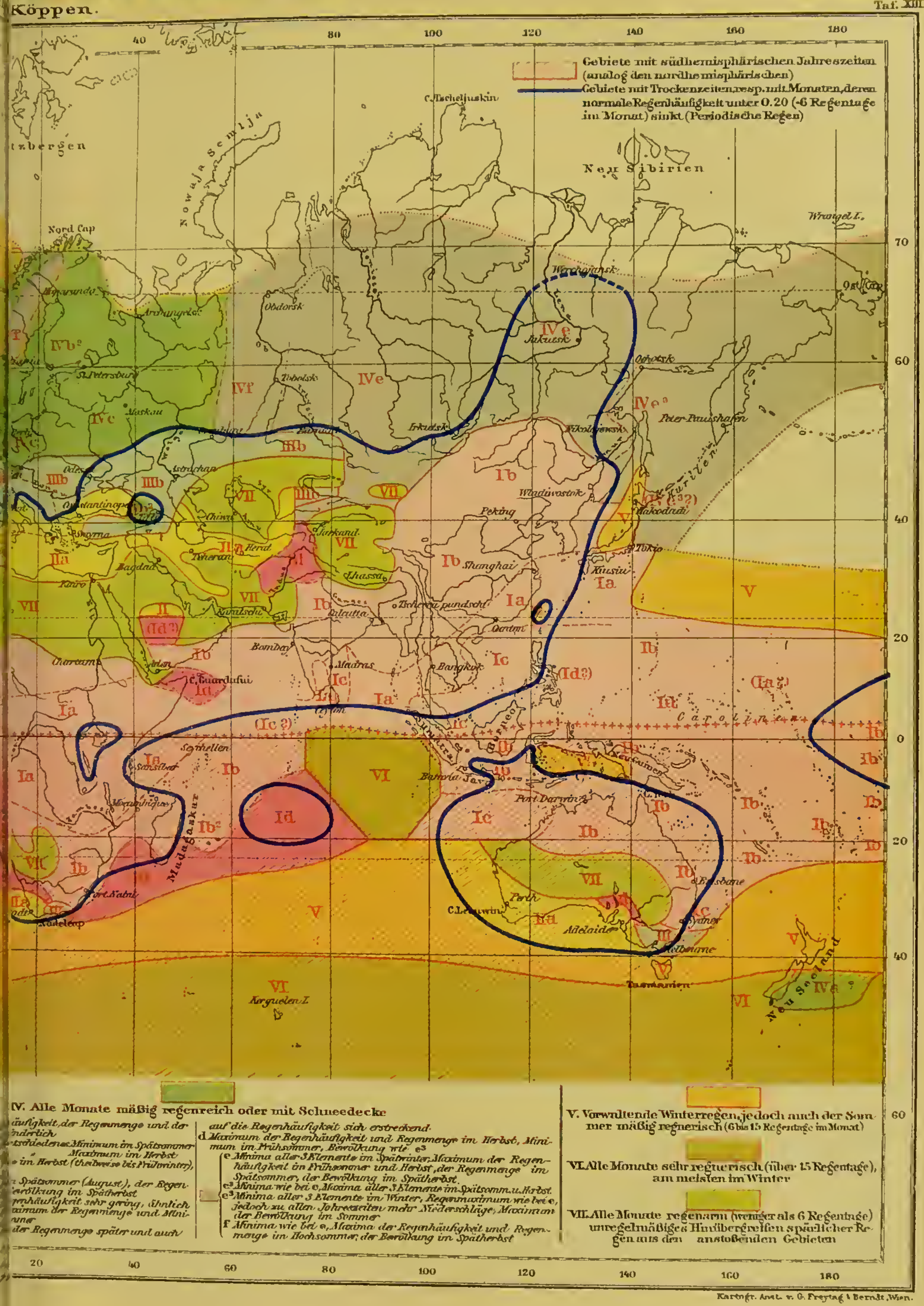
nac



A. Hartleben's Verlag.

LUNG DER NIEDERSCHLÄGE

Köppen.



Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



„In den Monsungebieten tritt die Regenzeit auch beim höchsten Stand der Sonne ein, weil dann der vom Äquator heraufströmende feuchte Monsun weht. Aber eine doppelte Regenzeit fehlt im allgemeinen in diesen Gebieten selbst in äquatornahen Breiten, doch tritt hie und da vor dem Wiedereintritt der Passate noch einmal eine Verstärkung der Regen ein.

„Wo der Passat über das Meer herkommt und ein Gebirge ihm in den Weg tritt, condensiert er seinen Wasserdampf an demselben, wie z. B. an der Ostküste von Mittelamerika, in Madagaskar, auf den Philippinen u. s. w. und überhaupt auf allen hohen Inseln. Wegen der Beständigkeit des Passates ist die Ostseite höherer Inseln geradezu deshalb die feuchte Seite, wo die tropische Vegetation ihre höchste Üppigkeit erreicht, während die Westseite nur Savannen hat oder ganz dürr ist.

„An das tropische Regengebiet schließt sich an das subtropische, durchschnittlich von 28 bis 40° Breite reichend. Es ist dies das Gebiet der Winterregen oder der Regen um die Zeit des niedrigsten Sonnenstandes. Der Sommer ist regenarm. Dieses Regengebiet ist bedingt durch die jahreszeitliche Verschiebung der Passatzone. Es gehört im Sommer der Passatregion an oder doch dem Gebiet „polarer" Winde, welche von dem Gürtel hohen Luftdruckes an der nördlichen Passatgrenze ausgehen, und hat während dieser Zeit auch keinen Regen. Mit dem Zurückweichen des Passates gegen den Äquator im Herbst tritt zuerst für den nördlichen Theil (auf der Nordhalbkugel) dieser Zone, dann im Winter auch für den südlicheren die Regenzeit ein. Dieses Regengebiet bildet keinen geschlossenen Gürtel um die ganze Erde, sondern greift nur platz auf dem Meere und auf den Westseiten der Continente, einerseits, weil hier die jahreszeitliche Verschiebung der Passatzonen am größten ist, anderseits, weil an den Ostseiten infolge der Luftdruckvertheilung monsunartige Winde Feuchtigkeit und Niederschläge vom Meere ins Land hineintragen.

„Im subtropischen Regengebiet liegen: Nordafrika, Spanien, Süd- und Mittelitalien, die Türkei und Griechenland, Kleinasien, Syrien, Palästina, das nördliche Arabien, Mesopotamien, Persien; in der neuen Welt: Californien, Oregon- und Washington-Territorium. Auf der südlichen Hemisphäre gehören dieser Regenzone an: Chile, das Capland, der Südwesten von Australien und die Nordinsel von Neuseeland. In allen diesen Ländern ist der Sommer regenarm. Dem subtropischen Regengebiet gehören nicht an die Ostseiten der Festländer, so der östliche Theil der Vereinigten Staaten, welcher Sommerregen hat, infolge einer Art von Monsunwinden aus Süd und Südwest, die vom mexikanischen Busen heraufwehen zur Zeit der höchsten Erwärmung des Festlandes; ferner China, das ebenfalls Sommer- und Monsunregen hat, die Ostseite des Caplandes und Natal, in Südamerika die Argentinische Republik. Da die Sommerdürre dem Ackerbau hinderlich ist und eine künstliche Bewässerung nöthig macht, so ist diese Ausnahmsstellung der Unionsstaaten und Chinas sehr wichtig und sie verdanken derselben, dass sie Ackerbaustaaten ersten Ranges werden konnten. Umgekehrt hat die Vernachlässigung eines ausgebildeten künstlichen Irrigationssystemes, wie es im Alterthume bestanden hat, in manchen Mittelmeerländern, besonders jenen, die unter türkischer Herrschaft stehen, die frühere Blüte und den früheren Bodenreichthum verloren gehen lassen. Nirgends hat auch die schonungslose Ausrodung der Wälder traurigere Folgen nach sich gezogen, als im subtropischen Regengürtel, in den Mittelmeerländern; wir erinnern nur an Sicilien, Griechenland, Cypern, Palästina u. s. w., Länder, die im Alterthume berühmt waren durch ihren Überfluss an Bodenproducten.

„Jenseits der subtropischen Breite liegt das Gebiet mit Regen zu allen Jahreszeiten. An den Westküsten der Continente besteht eine Tendenz zu Herbstregen, im Innern des Landes aber herrschen Sommerregen, daher man die Regenzone der gemäßigten Breiten auch kurz als die der vorwiegenden Sommerregen bezeichnet. Der Übergang von den subtropischen Winterregen in Nordafrika und Süditalien zur Sommerregenzeit in Mitteleuropa findet in der Weise statt, dass allmählich die Herbst- oder die Frühlingsregen das Übergewicht über die Winterregen erlangen, bis sie endlich zu einem Sommermaximum werden.“

Das Auftreten von Regen in allen Monaten des Jahres, welches für die mittleren und höheren Breiten beider Hemisphären charakteristisch ist, erklärt sich aus dem Fehlen beständig herrschender Windrichtungen und der sehr großen Veränderlichkeit der meteorologischen Elemente. In allen Jahreszeiten treten warme feuchte Südwestwinde (auf der südlichen Halbkugel Nordwestwinde), sowie barometrische Minima auf, und daher ist die Möglichkeit zu Niederschlägen stets vorhanden. Die Ursache für die Entstehung der eben genannten Winde ist auf den Oceanen dieser Zone zu suchen: daselbst ist der Luftdruck gegen den Äquator hin am höchsten und nimmt nach den Polen hin rasch ab, weshalb auf der Nordhemisphäre die südwestlichen, auf der Südhalbkugel die nordwestlichen Winde vorwiegen müssen. Da auf der nördlichen Halbkugel die Unterschiede des Luftdruckes im Winter am größten und demzufolge in dieser Jahreszeit die Südwestwinde sowohl am häufigsten als auch am stärksten sind, werden daher auch die Niederschläge am häufigsten und reichlichsten sein. Dies gilt nicht bloß für das Seeklima, sondern auch für das Binnenland, soweit die oceanischen Westwinde in dasselbe eindringen. Anders im Innern des Continentes, wo der Luftdruck im Winter hoch und daher der Niederschlag gering, im Sommer niedrig und daher Regen im allgemeinen häufig und ergiebig ist.

Regenmengen in Centimeter.

	Breite	December	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Tropische Regenzone.														
St. Louis, Senegamb.	16°	0	0	1	0	0	0	1	7	21	10	1	0	41
Gorée, Senegambien	14¾°	0	0	0	0	0	0	2	11	28	12	0	0	53
St. Thomé, Westafrika	⅓°	8	11	12	18	12	13	2	0	1	2	13	15	107
Calcutta	22½°	1	1	2	3	6	14	30	33	35	26	14	15	166
Tscherrapundschi	25¼°	1	2	7	23	75	131	283	309	199	139	36	5	1252
Singapore	1°	27	21	16	17	18	16	18	16	23	18	22	27	240
Batavia	6¼°	26	38	33	19	11	8	9	6	5	8	11	12	187
Manila	14½°	2	3	3	1	3	8	24	28	44	41	22	12	190
Mexiko	19½°	1	0	1	1	3	5	10	11	14	11	5	2	63
Guatemala	14½°	1	1	0	2	8	14	28	27	23	23	18	1	146
Habana	5°	6	8	4	4	8	10	14	12	12	15	17	6	118
Puerto Rico		9	10	5	9	12	11	12	16	14	13	17	20	148
Cayenne		33	37	42	53	54	59	42	15	5	2	4	8	352
Rio de Janeiro	23° S.	13	14	12	15	9	12	4	3	7	8	10	15	122
Papiti, Tahiti	17½ S.	175	178	175	199	116	111	26	16	15	34	45	121	1211
Brisbane	27½° S.	12	17	20	20	13	7	11	7	7	4	7	9	133

	Breite	December	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
						Subtropische Regenzone.								
Madeira	32½°	15	22	10	9	5	4	2	0	1	4	9	19	74
Gibraltar	36°	14	16	11	11	8	6	2	0	1	4	10	16	76
Algerische Küste . . .	35—36°	18	12	12	14	7	5	3	0	1	4	11	13	70
Sicilien	37—38°	15	13	9	12	8	4	2	1	1	7	14	14	60
Rom	42°	12	11	9	9	7	6	4	2	4	8	14	14	80
Pogebiet		8	6	6	7	9	10	9	7	8	8	12	10	81
Constantinopel . . .	41°	17	10	9	9	7	4	5	3	7	8	9	12	72
Smyrna	38½°	17	16	12	13	7	5	2	1	0	4	7	16	65
Beirut	34°	21	15	20	12	9	2	1	0	0	2	5	13	92
Jerusalem	31¾°	21	20	23	18	6	1	0	0	0	0	3	8	55
Alexandrien	31¼°	22	24	20	11	1	0	0	0	0	1	3	19	22
						Niederschläge in allen Jahreszeiten.								
						a) Gemäßigte Zone.								
Paris	49°	8	8	7	7	8	8	9	9	9	9	9	9	58
West-England . . .	50—55°	10	11	8	7	6	6	8	7	9	9	11	9	118
West-Schottland . . .	55—58°	12	12	9	7	6	5	7	7	9	8	10	9	127
Irland	52—55°	10	11	7	8	7	7	8	7	9	8	10	9	100
Nord-Schweden . . .	64—66°	7	6	4	5	6	7	9	11	13	10	12	10	41
Dänemark	55—57°	8	7	6	5	6	9	10	10	12	9	8	8	63
Harz	51½°	9	7	8	8	7	8	11	12	10	8	8	8	106
Thüringer Wald . .	51°	9	8	9	8	6	8	9	9	9	7	8	10	93
Erzgebirge	50—51°	8	6	8	8	8	9	11	11	9	7	7	9	82
Vogesen	48°	9	11	8	9	7	7	8	8	9	7	8	8	126
Böhmerwald	48½—50°	9	9	8	10	6	8	9	10	8	6	7	10	143
Inneres der Nordalpen	47½°	7	6	6	7	8	9	11	12	12	9	6	7	121
St. Petersburg . . .	60°	7	5	5	5	5	9	10	14	14	11	9	5	47
Moskau	55¾°	8	5	4	5	7	10	10	14	13	10	7	7	54
Astrachan	21°	8	10	6	9	6	12	12	9	7	10	7	6	16
Tiflis	41¾°	4	3	4	6	10	15	14	11	8	11	7	5	49
Nukuß, Turkestan . .	42½°	8	14	6	20	26	12	5	1	2	1	4	2	8
Petro-Alexandrowsk .	41½°	7	9	14	24	23	6	6	0	1	1	4	4	7
Barnaul	53⅓°	5	3	2	3	4	10	15	17	16	9	8	7	26
Wladiwostok	42½°	1	1	1	2	9	10	9	14	26	13	11	4	37
Peking	40°	0	1	1	1	3	6	14	34	26	11	2	1	62
Neuengland	41—47°	10	9	8	9	8	8	6	8	9	7	9	9	117
Florida	25—30°	5	6	6	5	6	7	12	11	15	13	11	4	129
Ohiothal	37—41°	9	8	9	8	8	9	10	10	8	6	7	8	111
Chile, Westküste . . .	36—50°	3	2	2	5	6	15	20	19	13	8	4	3	164
Chile, Südspitze . . .	53° S.	7	8	10	9	9	8	13	10	8	5	7	6	55
Capland	30—34° S.	3	2	3	3	6	15	19	15	13	9	7	5	78
Süd-Australien . . .	34—35° S.	7	8	5	7	7	13	13	11	9	10	8	5	48
Neuseeland	34—46° S.	8	8	8	6	7	10	10	10	11	8	8	8	124
						b) Polare Zone.								
Island	64—66°	11	10	10	9	6	6	5	7	7	19	11	9	70 ?
Westgrönland . . .	60—73°	8	4	8	8	3	9	5	10	8	12	10	12	—
Sitka, Alaska . . .	57°	9	9	8	6	6	5	4	5	9	19	14	11	—

Die Niederschlagsverhältnisse der Polargegenden sind nur zum geringen Theil bekannt, am wenigsten diejenigen der südlichen Halbkugel. Island schließt sich hinsichtlich der Vertheilung der Niederschläge an das nordwestliche Europa an; die meisten Regen treten im Herbst und Winter auf, Frühling und Sommer sind regenarm. Auf Grönland erscheinen die Verhältnisse zwischen Osten und Westen verschieden, da Ostgrönland das Maximum der Niederschläge im Sommer und Winter hat, in Westgrönland das Maximum im Herbst, das Minimum im Sommer eintritt. Auf Spitzbergen fällt Schnee in allen Monaten. In den asiatischen Polargegenden überwiegen wie in den angrenzenden südlicheren Gegenden die Sommerregen, wogegen im arktischen Nordamerika die Verhältnisse denen in Grönland ähnlich zu sein scheinen.

Zur Ergänzung dieser Ausführungen mag die Tabelle auf S. 268 f. dienen.

Wenn man die Anzahl der Regentage mit der Anzahl der Beobachtungstage vergleicht, so erhält man die Regenwahrscheinlichkeit. Dieselbe ist der Quotient aus der Anzahl der Regentage einer Periode (Monat, Jahr u. s. w.) dividiert durch die Gesammtzahl der Tage der betreffenden Periode. Eine Regenwahrscheinlichkeit von 0·50 sagt also, dass von 100 Tagen 50 Regentage sind. In Wien zählt der Juli durchschnittlich 13·3 Regentage, der September nur 8·3, die Regenwahrscheinlichkeit im Juli ist also 13·3 : 31 = 0·43, im September 8·3 : 30 = 0·28. Im Juli hat man somit innerhalb 10 Tagen auf mehr als 4 Regentage zu rechnen, im September kaum auf 3.

Die Ermittelung dieser Größe erscheint insoferne von besonderer Wichtigkeit, als nur auf diesem Wege ein Vergleich der Niederschlagsverhältnisse auf dem Meere und Festlande möglich ist. Auf dem Atlantischen wie auf dem Indischen Oceane nimmt die Regenwahrscheinlichkeit von der äquatorialen Calmenzone nach Norden und Süden ab, jenseits der Passatgrenze im Gebiet der Äquatorialwinde wieder zu, im Norden der subarktischen Cyclonen aber jedenfalls wieder ab. Die Abhängigkeit von der Windvertheilung tritt somit ganz deutlich hervor, und — was besonders beachtenswert ist — am öftesten regnet es nicht in der Äquatorialzone, sondern in den mittleren Breiten. Auf den Continenten finden wir dieselben Verhältnisse wie auf dem Meere nur an den Westseiten vollkommen ausgebildet, während an den Ostseiten eine ziemlich gleichmäßige Abnahme gegen die Pole stattfindet.

Auch bezüglich der Vegetation ist die Kenntnis der Regenwahrscheinlichkeit sehr wichtig. Für die Vegetation kommt es nämlich viel mehr auf eine regelmäßige häufigere Befeuchtung an, als auf große Regenmengen, die namentlich im Sommer wieder rasch oberflächlich ablaufen und der Vegetation wenig zugute kommen. Daher bieten die Zahlen, welche die Regenwahrscheinlichkeit ausdrücken, ein besseres Maß zur Beurtheilung, ob die Vegetation in irgend einem Klima an Sommerdürre leiden mag, als die gemessenen Regenmengen selbst. Im südrussischen Steppengebiet ist im Sommerhalbjahr die Regenwahrscheinlichkeit 0·22, in London 0·46, d. h. in ersterem Gebiete ist während der Vegetationsperiode erst jeder fünfte Tag ein Regentag, in London fast jeder zweite, und zugleich steigt die Sommerhitze und Verdunstung im gleichen Maße, als die Regenhäufigkeit abnimmt. „Da es eine allgemeine Eigenschaft großer continentaler Niederungen ist, die Regenwahrscheinlichkeit zu verringern und gleichzeitig die Sommerhitze zu steigern, so erklärt sich die Tendenz zur Steppen- und Wüstennatur aller continentalen Niederungen in mittleren und niedrigen Breiten." Wir erkennen hieraus, dass es nicht die Bodenbeschaffenheit, sondern nur der Regenmangel ist, welcher den Wüstencharakter der Sahara, des Innern von Arabien u. s. w.

verschuldet. Dies bestätigen uns auch alle Reisenden. Überall, wo der Wüstenboden durch künstliche Bewässerung getränkt wird, gestattet er reiche Bodencultur, wie z. B. in der algerischen Sahara, wo durch Erbohrung von artesischen Brunnen künstliche Oasen ermöglicht wurden, und selbst der gelbe Sand der Wüsten Arabiens bekleidet sich nach den spärlichen Winterregen mit üppigem Grün.

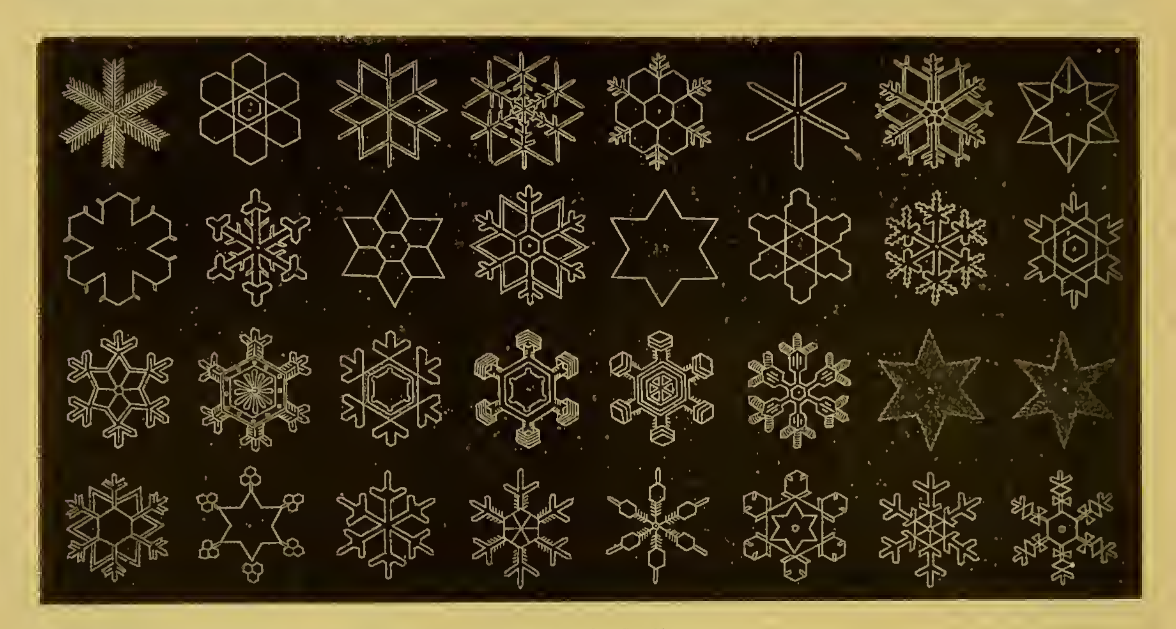
Schließlich müssen wir noch bei der Veränderlichkeit der Niederschläge etwas verweilen. Wie die übrigen meteorologischen Elemente, so sind auch die Niederschläge in den verschiedenen Jahrgängen mehr oder minder großen Schwankungen unterworfen. Die Regenmengen in den einzelnen Monaten aufeinanderfolgender Jahre sind oft sehr verschieden. Deshalb sucht man die mittlere Veränderlichkeit der Niederschlagsmengen zu ermitteln. Unter dieser versteht man die mittlere Abweichung der Regenmengen an irgend einem Orte in den einzelnen Jahren einer Beobachtungsreihe vom gesammten Jahres-, beziehungsweise Monatsmittel. Nach Kremser erhält man den Zahlenwert für die Veränderlichkeit auf folgende Weise: Entweder addiert man diejenigen Werte, die kleiner als das Mittel sind, und zieht die Summe von dem sovielfachen Mittel, als die Anzahl jener Werte beträgt, ab, oder man addiert die Werte, welche größer sind als das Mittel, und zieht hiervon das mit der Anzahl der addierten Mittel multiplicierte Mittel ab; jede dieser Differenzen multipliciert man nun mit einem Bruche, dessen Zähler 2 und dessen Nenner gleich der Gesammtzahl der Abweichungen ist, das Product ist die mittlere Abweichung, die man gewöhnlich in Procente umrechnet. Es folgen hier einige Beispiele, welche die Veränderlichkeit der monatlichen und jährlichen Niederschlagshöhen vom Gesammtmittel in Procenten der Mittel veranschaulichen.

Ort	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel	Jahr
Berlin	40	47	47	43	44	23
Brüssel	45	40	40	44	42	14
München	34	28	40	45	36	10
Prag	48	41	58	53	50	—
Wien	44	44	45	48	45	—
Madrid	63	79	64	63	87	16
Paris	43	42	38	44	42	13
Genf	56	43	43	48	48	16
Rom	51	67	60	57	59	18
St. Petersburg . .	44	41	36	44	41	16

Im allgemeinen entspricht betreffs der Jahresmittel den größeren Niederschlagsmengen auch eine größere Veränderlichkeit; ferner nimmt die Veränderlichkeit der Regenmengen von Norden nach Süden und von Nordwest nach Südost zu. Doch lassen sich hiefür keine festen Regeln aufstellen. In den einzelnen Monaten findet man die größte Veränderlichkeit überall dort, wo die Niederschläge jeweilig geringe Werte aufweisen; umgekehrt ist die Veränderlichkeit in den Gegenden geringer, in denen die Niederschläge relativ reichlicher sind.

War in den vorangehenden Erörterungen über die Niederschläge nicht vom Regen allein, sondern vielfach auch vom Schnee die Rede, so erfordert derselbe doch noch eine specielle Betrachtung, namentlich weil er eine ganze Reihe von Erscheinungen im Gefolge hat, welche besonders in klimatischer Hinsicht von

hoher Bedeutung sind. Wir wissen, daſs sich Schnee bildet, wenn die Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes bei Temperaturen unter 0° vor sich geht. Zunächst entstehen winzige Eiskrystalle, theils feine Eisnadeln, theils ganz dünne Eisblättchen, welche sich gewöhnlich zu sternförmigen Figuren gruppieren und Schneeflocken bilden. Hierbei folgen sie alle demselben Gesetze der Krystallisation und gehören dem hexagonalen (sechseckigen) Krystallsysteme an. Die Gestalt der Schneekrystalle ist von wundervoller Zartheit und Mannigfaltigkeit; durch die Beobachtungen in den Hochgebirgen und in den Polargegenden sind mehr als hundert verschiedene Formen der Schneekrystalle bekannt geworden. Scoresby unterscheidet fünf Hauptarten derselben: 1. Krystalle in Form von dünnen Blättchen, die entweder sternförmig sind oder regelmäßige Sechsecke bilden oder in Gestalt von Verbindungen sechstheiliger Figuren auftreten; 2. Schneefiguren aus einem flachen oder kugeligen Kern bestehend, der mit ästigen Zacken ringsum besetzt ist, so daſs die Schneeflocke bisweilen ein igelartiges Aussehen bekommt. Solche



Schneekrystalle.

Flocken fallen nach Scoresby häufig, wenn die Temperatur dem Gefrierpunkte nahe ist. 3. Sechsseitige Prismen oder feine Spieße; 4. sechsseitige Pyramiden, welche an die gewöhnliche Form des Bergkrystalles erinnern, eine höchst seltene Flockenform; 5. Spieße oder sechsseitige Prismen, von denen das eine oder beide Enden in der Mitte eines dünnen sechsseitigen Eistäfelchens stecken. — Bei stürmischem Schneefall, wenn die Schneeflocken dicht fallen und in der Luft durcheinander wirbeln, lassen sich die oben besprochenen zierlichen Figuren nicht mehr beobachten; die unter solchen Umständen fallenden Schneeflocken bestehen aus unregelmäßig zusammenhängenden Eisnädelchen. Die Niederschläge der stürmisch bewegten Übergangszeit vom Winter zum Frühling oder auch vom Herbst zum Winter erscheinen oft in Form von Graupeln, d. h. in Form zusammengeballter Eisnädelchen.

Die Oberfläche des Schnees zeigt eine rein weiße Farbe; wo aber der reine Schnee zu etwas großen Massen angehäuft ist, zeigt sich in Höhlungen und Spalten desselben eine schöne blaugrüne Färbung, welche namentlich deutlich

hervortritt, wenn der Schnee durch theilweise Schmelzung etwas mit Wasser durchtränkt ist. Es ist dies dieselbe schöne Färbung, welche man in den Spalten und Höhlen des Gletschereises bewundert.

In den tropischen Gebieten ist im Meeresniveau der Schnee völlig unbekannt. Nach A. v. Humboldt wird in der Habana, wenn längere Zeit hindurch Nordwinde wehen, die Luft bisweilen so abgekühlt, dass auf dem Wasser eine mehrere Millimeter dicke Eisrinde entsteht, dennoch hat man Schnee dort niemals gesehen. Den Negern im tropischen Afrika ist der Schnee so unbekannt, dass dem Reisenden Stanley auf seiner Emin-Expedition 1888 die Eingeborenen von dem schneetragenden Ruwenzori berichteten, er sei auf dem Gipfel mit einem weißen Metall bedeckt. Die Äquatorialgrenze des Schneefalles reicht nach Hans Fischer über den Continenten im allgemeinen bis zu den Wendekreisen herab, im westlichen Südamerika sogar bis zum 8. Grad südl. Br. und läuft auf dem Meere im allgemeinen mit den 35. Breitengraden parallel.

Durch diese Äquatorialgrenze des Schneefalles wird die Erdoberfläche in die Zone des unveränderlich flüssigen Niederschlages (Tropenzone) und in die beiden Zonen des veränderlichen oder gemischten Niederschlages eingetheilt. Schon im mittleren Italien sind Schneefälle in den Niederungen selten, aber immerhin hat noch Rom durchschnittlich 1·4 Schneetage im Jahre. Mit zunehmender Breite wird die feste Niederschlagsform immer häufiger, und endlich kommt man in Gegenden, in denen es auch im Sommer schneit. Mit Ausnahme von Norwegen dürfte auf der nördlichen Hemisphäre die Grenze der sommerlichen Schneefälle in der Nähe des Polarkreises liegen. Schon auf der Halbinsel Boothia Felix unter 70° nördl. Br. betragen die Schneefälle in den Monaten Juni bis August 40 Procent der Niederschläge, und auf ähnliche Verhältnisse deuten die Beobachtungen Nordenskiölds in der Nähe der Beringsstraße. Auf der südlichen Halbkugel scheint die Grenze des Sommerschnees schon in der Nähe des 50. Paralleles zu liegen. Aber überall, soweit man in den Polarzonen vorgedrungen ist, regnet es auch in den wärmeren Monaten; mit Recht bemerkt daher Supan, es sei ganz ungewiss, ob eine Zone des unveränderlichen festen Niederschlages überhaupt existiere.

In unseren Gegenden fällt der Schnee gewöhnlich bei mäßiger Kälte, wenn dampfreiche südliche bis westliche Winde den heiteren Himmel, der mit strenger Kälte während des Vorherrschens von Ostwinden sich ausspannte, mit trübem Gewölk überziehen. Ja, die Maischneefälle finden in der Regel bei Temperaturen über 0° statt. Doch ist die Ansicht, dass bei sehr großer Kälte keine Schneefälle eintreten können, ganz irrig. Kaemtz gibt als niedrigste Temperatur, bei welcher er Schneefall in Halle a. d. S. beobachtete, — 18·1° an. In Russland kommen Schneefälle bei — 20° C. und darunter vor und Beobachtungen in Jakutsk haben ergeben, dass es dort sogar bei der grausenvollen Kälte von — 46° C. schneite.

Der Schnee nimmt ein viel größeres Volumen ein als das Wasser, sowohl deshalb, weil schon das Eis an und für sich einen größeren Raum erfordert als ein gleiches Quantum Wasser, und dann, weil beim Bilden einer Schneedecke zwischen den Schneeflocken immer größere oder geringere Hohlräume entstehen. Daher erreicht der gefallene Schnee immer eine viel größere Höhe, als das im Regenwasser constatierte Schmelzwasser ergibt. Das Verhältnis des Schneevolumens einschließlich der Hohlräume zum Wasservolumen, welches ersteres liefert — von P. Schreiber als „specifische Schneetiefe" bezeichnet —, ist wiederholt vom meteorologischen Institute zu Chemnitz gemessen und ein Mittel-

wert von 16 gefunden worden. Die einzelnen Beobachtungen lieferten Zahlen zwischen 6·6 und 34·0, d. h. der lockere Schnee kann einen Raum bis zum 34fachen Volumen des Wassers einnehmen. Die wirkliche Tiefe (oder Höhe) einer Schneedecke bezeichnet man als absolute Schneetiefe. Da bei niedriger Temperatur der Schnee liegen bleibt, kann unter Mitwirkung des Windes eine ganz außerordentliche locale Anhäufung des Schnees erfolgen, die in analoger Weise mit der Dünenbildung vor sich geht. Solche Schneedünen nennt man Schneewehen. Im Januar 1890 häuften sich bei einem gewaltigen Schneesturme in der Sierra Nevada Nordamerikas an dem Damme der Central-Pacificeisenbahn solche Schneemassen, dass derselbe 5 bis 7 *m* hoch mit Schnee bedeckt war und die Telegraphenstangen, obwohl sie eine Höhe von 7 *m* hatten, 3 *m* unter dem Schnee begraben waren. Eigentliche große Schneedünen kommen besonders in weiten Ebenen zustande, über welche der Sturm mit souveräner Gewalt seine Herrschaft ausübt. Wenn der Steppenwind Osteuropas anhaltend aus einer Richtung geweht hat, bilden sich dort parallele wellenförmige Erhebungen, die sogenannten Sastrugi, eine Erscheinung, welche in ähnlicher Weise auch im Gebirge zu beobachten ist und die der bayerische Dialekt als „Schneegangeln" bezeichnet.

Die Schneedecke wird durch Verdunstung und Schmelzung allmählich umgestaltet. Erstere ist namentlich in der Höhenluft der Gebirge sehr bedeutend; daselbst wird auch in der Sonne der Hochschnee nicht eigentlich nass, sondern fühlt sich trocken an. Ungleich wirksamer hinsichtlich der Umgestaltung der Schneedecke ist die Schmelzung. Die Sonnenstrahlen schmelzen zunächst die feinen Nadeln und Blättchen an der Oberfläche, so dass die Schneekrystalle mit Wasser umhüllt werden, das aber gewöhnlich wieder gefriert. Schreitet bei rascher Wärmezufuhr die Schmelzung schneller fort, so sickert das Schmelzwasser in die tieferen Schichten hinab, welche das Vierfache ihres Volumens an flüssigem Wasser aufnehmen und sich mit Wasser schwammartig erfüllen, ohne darum sich zu verflüssigen. Luftbläschen werden bei diesem Process in Menge mit eingeschlossen und halten die schmelzenden Eistheilchen inmitten der Wassertröpfchen schwimmend. Das durch Schmelzung freiwerdende Wasser gefriert bei entsprechend niedriger Temperatur mit den zusammengesinterten Eiskörnchen, Resten der Schneeflocken, wieder zusammen, und so bekommt die ganze Schneedecke allmählich ein körniges Gefüge. Solchen altlagernden körnigen Schnee bezeichnet man als Firn.[1]) Wir werden von demselben noch weiter unten zu handeln haben. Fr. Ratzel hat eingehende Studien über die Umgestaltung der Schneedecke, sowie über deren Bedeutung für den Boden, die Pflanzendecke, die Quellen und die untersten Luftschichten angestellt, denen wir aber wegen Raummangels hier nicht zu folgen vermögen. Namentlich die klimatische Bedeutung der Schneedecke hat A. Woeikoff untersucht und ist dabei zu sehr interessanten Ergebnissen gelangt. Was den Einfluss einer Schneedecke auf die Bodentemperatur betrifft, so zeigt sich, dass dieselbe die Kälte vom Erdreich zurückhält und die Amplitude der Temperaturschwankungen erheblich vermindert. Gegenüber den oberen Bodenschichten wirkt der Schnee als schlechter Wärmeleiter, und dies erklärt auch, warum beständig gefrorener Boden sich nur bei einer mittleren Jahrestemperatur der Luft bildet, die bedeutend unter 0° verbleibt. Der Einfluss, welchen die Schneebedeckung auf die Lufttemperatur ausübt, ist ein doppelter, je nachdem diese Temperatur eine sehr niedrige oder eine höhere ist. Ist die Atmosphäre über den Gefrierpunkt hinaus erwärmt, so wird stets ein

[1]) Mundartlich heißt „firn" und „fernig" soviel wie „vorjährig".

mehr oder minder beträchtlicher Theil der Luftwärme zum Schmelzen des Schnees verwendet, es wird Wärme gebunden, und diese fehlende Wärme macht sich als Abkühlung fühlbar. Aber auch bei Temperaturen weit unter 0° wirkt eine Schneelage abkühlend, weil von der Oberfläche des Schnees infolge seiner Structur und Farbe etwa ein Sechstel der von ihm erhaltenen Sonnenstrahlen reflectiert wird, während die Oberfläche des nicht schneebedeckten Erdbodens nur ein Dreißigstel zurückwirft. Endlich übt der Schnee auch einen Einfluss auf die Luftfeuchtigkeit. Für gewöhnlich vergrößert gefallener Schnee die Himmelsbewölkung, aber da gleichzeitig eine Schneedecke den Anlass zur Entstehung von Anticyclonen geben kann, unter deren Herrschaft sich selten eine stärkere Wolkendecke bildet, so gehen offenbar vom Schnee zwei in ihrer Tendenz sich bekämpfende Impulse aus, und es wird sich nur im concreten Falle entscheiden lassen, welcher von beiden den Sieg davonträgt.

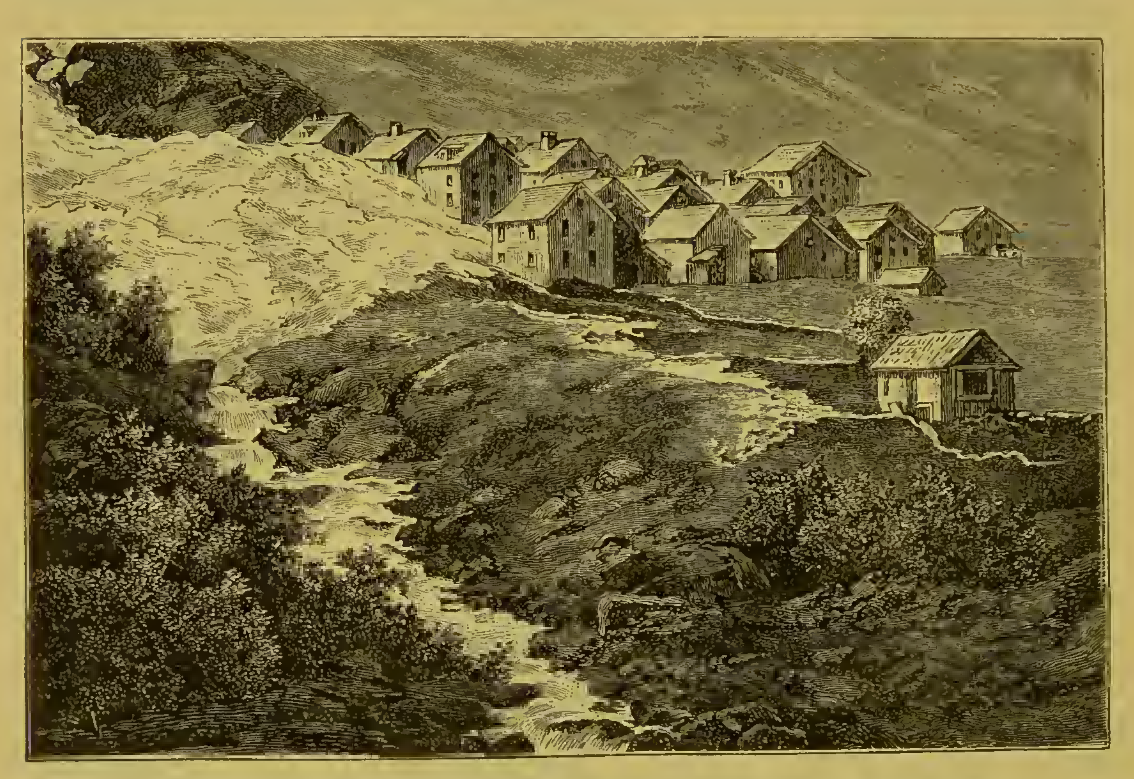
An der Entfernung des Schnees von den Gehängen höherer Gebirge sind außer der Verdunstung, dem Schmelzprocesse und dem Wehen der Winde noch andere Factoren thätig, denen wir hier auch unsere Aufmerksamkeit zuwenden müssen, wiewohl wir damit schon das Gebiet der Geologie streifen. Nur bei geringer Kälte fällt der Schnee in größeren Flocken; des Winters bildet er im Hochgebirge staub- oder mehlartig feine Massen, den „Hochschnee" oder „Staubschnee", der erst nach und nach bei steigender Temperatur in Firn übergeht. Da die Dichtigkeit des frisch gefallenen Hochschnees eine sehr geringe ist und derselbe daher ein großes Volumen besitzt, erklären sich auch daraus zum Theil die ungeheuren Schneemassen des Hochgebirges. Tyndall hat berechnet, dass seit Beginn unserer Zeitrechnung in den Alpen 1700 *m* Schnee gefallen sind; um so viel oder nicht viel weniger hätten also die Alpen in dieser Zeit erhöht werden müssen, wenn nicht eine mit der Anhäufung ziemlich gleichen Schritt haltende Abnahme stattfinden würde. An dieser Entlastung des Gebirges von den Schneemassen haben nun die Lawinen einen großen Antheil. Indem wir der Betrachtung derselben uns zuwenden, sei vorausgeschickt, dass unsere an H. Berlepsch und J. Coaz sich anschließende Schilderung in erster Linie die Lawinen der Alpen im Auge hat und wollen wir zugleich im Gedächtnis behalten, dass man im Hochgebirge zwischen dem feinen Staubschnee des Winters und dem altlagernden grobkörnigen Firn zu unterscheiden hat.

Unter Lawinen[1]) versteht man größere, plötzlich ins Gleiten oder Fallen gekommene Schnee- und Eismassen. Sie entstehen daher nur auf Bergabhängen, wo größere Schneemassen sich halten und zugleich unter sich einen Boden haben, der einem weiten Abwärtsrutschen, namentlich im Anfange, kein ernstliches Hindernis bereitet. Je nach der Unterlage, auf welcher sich der Schnee befindet, und der Beschaffenheit, welche er hat, bilden sich die Lawinen in verschiedener Weise aus und haben demnach auch verschiedene Namen erhalten.

Man kann sie füglich in Winter- und Sommerlawinen eintheilen. Den ersteren gehören die schrecklichen, gefürchteten, unregelmäßig hereinbrechenden Staublawinen an, welche gewissermaßen die stärkste Form der Schneestürme sind. Entweder packt ein um die Gipfel brausender Hochsturm unberechenbare Lasten jenes feinen, sandähnlichen, kurz vorher gefallenen Schnees, hebt denselben auf und

[1]) Der hochdeutsche Name „Lawine" steht dem rätoromanischen lavina am nächsten. In Tirol heißt die Lawine „Lähne", sonst in den Ostalpen „Lahne, Lahn". In der Schweiz kommen die Formen Lauine, Lauaua, Löwene, Läui, Laui vor. Im Tessin heißt die Lawine slavina, luvina, italienisch alvalanga oder valanga, in den französischen Alpen avalanche, lavange und chalanche.

läſst ihn als undurchdringliche Staubwolke da fallen, wo plötzlich die tragende Kraft des Windes gebrochen wird, oder es iſt neuer Schnee, der auf ſehr glatter Unterlage alten obenher vereisten Schnees liegt, durch einen Windſtoß ins Gleiten geräth, durch wachſende Maſſen auch an Gewicht, Druck und Schnelligkeit der Bewegung wächst und ſo über irgend eine Wand herabfährt. Die hierdurch herbeigeführte Wirkung iſt eine doppelte. Einerſeits hüllt der niederſtürzende Schneeocean in ſecundenkurzer Zeit Gegenden, Häuſer, Menſchen, Vieh ſo vollſtändig ein, daſs in vielen Fällen dieſelben tief vergraben liegen und nur eiligſte Hilfe Rettung ermöglicht; anderſeits aber iſt die durch den raſchen Sturz veranlaſste Compreſſion der Luft ſo gewaltig, daſs lediglich durch den Luftdruck große Felſenblöcke, Häuſer, Viehſtälle, kurzum Gegenſtände jeder Art, welche die Lawine ſelbſt nicht einmal erreichte, zur Seite geſchoben, emporgeſchnellt oder über Abgründe



Lawinenkegel bei Fontana im Val Bedritto. (Sturz vom 31. Mai 1879.)

durch die Luft getragen werden. Weil der Wind zunächſt Urſache des Entſtehens derſelben iſt, ſo werden ſie auch Windlawinen genannt; doch können auch andere Hebel dieſe Schnee-Schmetterwolken in Bewegung ſetzen. Denn bei dieſem auf geneigter glatter Fläche ruhenden Staubſchnee genügt irgend ein gegebener Anſtoß, um viele Joch große Schneefelder ins Gleiten zu bringen. Eine ſolche Staublawine war es, welche am Faſchingdienstag den 25. Februar 1879 an der Nordſeite des Dobratſch in Kärnten herniedergieng und die Mitte des Bergwerksortes Bleiberg vernichtend überſchüttete. In einer Breite von 110 Meter und in einer Mächtigkeit von 5 Meter deckte ſie das Thal bis an das ſonnſeitige Gehänge, zahlreiche Häuſer und Menſchen unter ihrer Laſt begrabend. Und als hilfreich Leute herbeigeeilt waren und Rettungsarbeiten verſuchten, warf ſie eine zweite nachkommende Lawine zu den früheren Todten.

Ganz verschieden in der Ursache der Entstehung, in Charakter und Wirkung von diesen, aus locker zusammenhängendem Schnee bestehenden, meist im Winter fallenden Staublawinen sind die Schlag- oder Grundlawinen, welche eine Erscheinung des Frühjahres sind. Ihr Material ist nicht jener sandähnlich trockene, feine Schnee, der als Spiel der Lüfte von den Winden umhergeschleudert wird, sondern alter Schnee, welcher den Winter über an und auf den Abhängen lag, sich verdichtete, also eine viel compactere Gestalt annahm. Nicht der Wind, der den Schnee wolkendick emporwirbelt, nicht bloße Lufterschütterung allein vermögen die Grundlawinen zum Fall zu bringen; ihren furchtbaren Sturz bereiten die „lauen" Lüfte, die einziehende Wärme vor. Diese durchdringen die kleinen, hohlen Räumchen in den unübersehbar großen Schneehängen, lösen leckend Kryställchen, die dem Rasen, dem Felsen zunächst aufliegen, in flüssiges Wasser auf, das den Boden schlüpfrig macht und den unmittelbaren Zusammenhang beider vernichtet. Das Gesetz der nach unten strebenden Schwere macht seine Rechte geltend, die Masse löst sich ab und rutscht, je nach der mehr oder minder starken Neigung des Berges, von Secunde zu Secunde an Beschleunigung gewinnend, der Tiefe zu. Alles, was ihr im Wege liegt, wird in die verderbendrohende Sturzmasse hineingewickelt und zu Thal geführt. Da drunten aber ist schon längst der Frühling eingezogen und frisches Grün ziert Wiesflächen und Baumgezweige; so schmilzt dann im warmen Sonnenschein die niedergegangene Lawine rasch zusammen, den Boden tränkend und befruchtend.

Die meisten Grundlawinen haben ihre regelmäßigen Passagen, ihre ausgefegten, von weitem kenntlichen Schurfrinnen, die sogenannten Lawinenzüge, durch welche sie allfrühjährlich herniederrasen. Da man also die Verwüstungszüge kennt, da der Älpler an der Form und Richtung der Wolken, an der Durchsichtigkeit der Atmosphäre, aus dem Abbröckeln der kleinen Schneegarnituren von den oberen Felsgesimsen, die Lufttemperatur in der Höhe vom Thale aus beurtheilen kann, so fällt es ihm, gestützt auf Erfahrung, auch nicht schwer, die Zeit zu berechnen, binnen welcher die Grundlawinen anbrechen müssen. Hiernach kann er seine Vorsichtsmaßregeln einrichten; denn gar viele Lawinenzüge durchkreuzen stark begangene Thalwege und machen die Passage in den Frühjahrsmonaten höchst gefährlich.

Wie vielseitig das Entstehen der Lawinen irrthümlich aufgefaßt wird, ebenso unrichtig ist oft das Bild, welches die Phantasie sich von der äußeren Erscheinung derselben während des Sturzes entwirft. Es ist kein kugelnder Ballen, der oben in der Bildungsheimat klein, beim Herabrollen durch das massenhafte Anhängen der Schneetheilchen immer wachsend, endlich einem Riesenglobus gleicht und erst unten, wie eine Bombe zerplatzend, seine Schneeladungen ausstreut; vielmehr gleicht der Sturz einer Lawine jeder Gattung fast immer dem Bilde eines in völligsten Schaum aufgelösten Wasserfalles. Gewöhnlich hört man den Sturz früher, als man ihn sieht. Durch den donnernden Fall plötzlich aufgeschreckt, richtet der Blick des mit der außergewöhnlichen Erscheinung nicht vertrauten Fremdlings sich gewöhnlich in die Höhe, und sucht am Firmament die Gewitterwolken, welche die gewaltig tönenden Schwingungen hervorgerufen. Aber droben im tiefblauen Äther lagert lichte Ruhe, kein Wölkchen schwimmt im Luftoceane. Schon rollt das Getöse nachhallend durch die Thäler und erneuert jetzt abermals, stärker anschwellend, die erschütternden Tonwellen, als das Auge niedersinkend drüben am Silbermantel des Berges eine gleitende, niederwallende Bewegung an den kaum zuvor noch in starrer Todesruhe daliegenden Firnhängen wahrnimmt. Scheinbar langsam, im stolzen, getragenen Zeitmaße, schwebt die Schneecascade wie breite Atlasbänder über Felsenwände herab, staucht tiefer an hervortretenden Felsabsätzen auf, zerstiebt

in wolkig runde Schaumbogen und zerflatternde Wolkenwimpel, und sinkt, das Schauspiel von Stufe zu Stufe wiederholend, hinunter, bis sie auf flach auslaufenden Alpenmatten oder im tiefen Trümmerbecken zur Ruhe kommt. Mit dem Verschwinden des vermeintlichen Stromes verhallen auch die den Fall begleitenden Donner; dort aber, wo der scheinbare Staubbach herniederwallte, zeigt eine schmutzige, fahlfarbene Linie inmitten des blendenden Firnes, daß hier mehr als bloß Schnee, daß Erde und Gesteinschutt mit herabgekommen sein müssen.



Mündung der Gallerie durch den Lawinenkegel von Raschitsch im Unterengadin 1876. Nach Coaz.

In möglichster Nähe jedoch gesehen, ist eine solche Frühjahrsgrundlawine Entsetzen erregend, fast unbeschreiblich. Alle Worte sind unzureichend, um dieses Chaos, diese völlige Auflösung, diese gemeinschaftliche, augenblicklich zugleich sich entwickelnde Orkan-, Erdbeben-, Bergsturz- und Gewittererscheinung zu schildern. Aufruhr, Flucht, Zerstörung, Vernichtung, begleitet von rasendem, ineinander verwobenem Knirschen des sich selbst zerpressenden Schnees, dem stöhnenden Krachen zersplitternder Bäume, dem zischenden Fliegen geschleuderter Felsgesteine und deren krachendem Anprall an die Gebirgswände, das ist der Gesammteindruck einer Grundlawine in der Nähe.

Das Material der Staublawinen ist loser, feiner, staubartiger Schnee. Daher kann es geschehen, daß von einer solchen Lawine verschüttete Personen, wenn sie nicht zu tief in der Schneemasse zu liegen kommen, durch rechtzeitige Hilfe zu retten sind oder sich auch selbst von der über ihnen lagernden Schneelast befreien. Viel fester, dichter, schwerer ist aber das Material der Grundlawinen; darum keilt es sich auch mit eiserner Zähigkeit dort, wo es hineinfällt, fest. Menschen und Thiere, von einer Schlaglawine verschüttet, sind meist unrettbar verloren; sie bricht ihnen das Genick und Rückgrat oder legt sich hermetisch dicht um den Körper an, so daß der Erstickungstod unvermeidlich erfolgt. Der Schnee dieser Lawinen wird so fest



Lawinensturz in Bleiberg.

(Nach einer Photographie von A. Beer in Klagenfurt.)



ineinander geschlagen, dass Menschen oder Thiere, nur bis an den Hals darin steckend, sich unmöglich ohne Hilfe anderer herausarbeiten können. Daher kommt es auch, dass man in Thälern, durch welche ein scharf strömender Gebirgsbach fließt, häufig noch im Hochsommer darüber gewölbte Schneebrücken findet, welche von einem Lawinensturze herrühren. Diese sind oft so compact und dauerhaft, dass man mit Ross und Wagen darüber fahren könnte. Sie entstehen dadurch, dass der Bergbach, von einem Lawinensturze in seinem Bette behindert, sich vermöge seines größeren Wärmegehaltes durchfrisst und den Bogen allmählich erweitert. Gelingt das dem Flusse nicht und staut der Schneedamm das Wasser zurück, so kann großes Unglück die tiefer liegenden Orte des Thales bedrohen, indem das zum See angewachsene Bachwasser den Damm durchbricht und das untere Thal verheerend überschwemmt. Daher schafft man auch zuweilen mittels Durchstichen durch die Lawinenmassen, die entweder tunnel- oder gallerienartig angelegt werden, dem Wasser künstlich Abfluss. Zuweilen geschieht dies auch zu Verkehrszwecken. Als am 23. und 24. April 1876 bei Raschitsch unweit Zernez im Unterengadin eine mächtige Lawine sich über die Landstraße und den Inn gelegt hatte, musste, um den unterbrochenen Verkehr auf der Straße wieder herzustellen, eine Gallerie von 75 Meter Länge durch den Schnee gegraben werden.



Windwurf in Lauterbrunnenthal 1879. Nach Coaz.

Die in den Lawinen herabstürzenden Schneemassen werden gleich den Felsschuttkegeln in Form von Kegeln abgelagert; man nennt sie deshalb auch Lawinenkegel. Das Bild des Bleiberger Lawinensturzes zeigt diese Form sehr deutlich. Der Inhalt solcher Lawinenkegel ist oft erstaunlich groß. Kleinere haben einen Rauminhalt von 10.000 bis 20.000 m^3; größere von einigen 100.000 m^3 sind nicht selten. Der Kegel einer Lawine, welche in der Nacht auf den 31. Mai 1879 von den Felswänden des Poncione di Vespero hart an der äußeren Seite des

Dorfes Fontana vorbeistreichend in den Tessin gefallen war, die Kapelle, zwei Häuser und zwei Ställe zerstörend und sechs Menschen erdrückend, hatte einen Inhalt von 350.000 m^3. (Siehe die Abbildung auf S. 276.)

Groß ist der Schaden, den die Lawinen anzurichten vermögen, indem sie Gestein und Boden losreißen, Weiden verschütten, Wälder abbrechen, Gebäude, Einfriedungen, Straßen zerstören, endlich das Leben von Menschen und Thieren gefährden. Doch nicht direct allein wirken die Lawinen zerstörend und schädigend, sondern oft noch viel verheerender durch den ihnen vorauseilenden Luftdruck, der, gleich einem furchtbaren Orkane, sich zu Thal verbreitet. Von der Schnellkraft dieses Luftdruckes kann man ohne Beispiele sich kaum eine richtige Vorstellung machen. Im Graubündener St. Antonienthal, an der Südgrenze Vorarlbergs, sah ein Knecht weit droben an der Bergwand, vielleicht anderthalb Stunden von seinem Standpunkte, eine Lawine anbrechen und eilte, einen Stall zu erreichen, der ziemlich gesichert stand. Obgleich dieser etwa nur 14 Schritte entfernt war, so vermochte er denselben doch nicht zu erreichen, sondern wurde vom voraus-jagenden Windstoße ergriffen, über das Dalfazzer Tobel hinübergeschleudert und dort von der mit Blitzesschnelle nachfolgenden Lawine begraben. Dass die Lawine Waldparcellen vollständig durch den Luftdruck entwurzelt oder die Baumschäfte wie Schwefelhölzchen abknickte und weit umher ausstreute, gehört gar nicht zu den Seltenheiten; jedes Hochalpthal liefert jährlich Beispiele, mehr als wünschenswert. Eine Staublawine, welche am 1. Mai 1879 von der Westseite der „Jungfrau" etwa 2300 m tief in das Lauterbrunnenthal stürzte, erzeugte einen so gewaltigen Luftdruck, dass nicht nur längs des Lawinenzuges, sondern auch auf der gegen-überliegenden Thalseite auf eine Entfernung von 300 bis 400 m eine Waldung niedergeworfen wurde. Im Winter 1877/78 giengen im Forstbezirke Gusswerk in Nordsteiermark zwei Lawinen nieder, welche zusammen 44.340 m^2 Waldfläche mit 3320 Bäumen beschädigten.

Zwischen den beiden bisher beschriebenen Lawinenformen, den Staub- und den Grundlawinen, liegt mitten inne eine dritte, die zum Theil selbständig als Lawinensturz auftritt, noch mehr aber Veranlassung einer jener beiden Sturzformen werden kann. Hinter schützenden Kämmen und Bergkanten im Windschatten häufen sich die gejagten Flocken an und bilden da bald Lager von 10 bis 20 m Dicke, sogenannte Schneewächten, bald sich anhängende, frei hinausragende Schneeschilde. Diese Schneeschilde hängen fest, bis sie unter der Last ihrer eigenen Schwere zusammenbrechen, oder durch laue Luft, Thauwetter, Föhn oder durch veränderte Richtung des Windes losreißen. Sie sind es, nach denen der Säumer, überhaupt jeder im Winter das Gebirge durchwandernde Älpler, ängstlich messende Blicke emporsendet; sie sind es, die durch den geringfügigsten Umstand, durch einen Schall, eine Lufterschütterung, ihres Zusammenhanges mit der schmalen Felsenbasis beraubt werden können; sie sind es, wegen derer der Postillon mit der Peitsche nicht klatscht, der Säumer früherer Zeiten, als es noch keine Schutzgallerien gab, die Schellen am Halse der Thiere mit Heu umwickelte, wenn er die engen Defilés der Schöllenen am St. Gotthard, den Cardinell am Splügen und ähnliche Schluchten passierte. Auf sie beziehen sich Schillers Verse:

„Und willst du die schlafende Löwin nicht wecken,
So wand're still durch die Straße der Schrecken".

Auf dem Brenner werden zur Winterszeit von vorausfahrenden Locomotiven mit der Dampfpfeife die schrillsten Töne erzeugt, um später kommende Bahnzüge vor solchen Lawinen zu sichern. Beim Bau der St. Gotthardbahn bewirkte die

Bodenerschütterung infolge des Sprengens im Tunnel jeden Winter das Abfahren von Lawinen. In Churwalden im Canton Graubünden stürzten an einem Sonntag beim ersten Anschlagen der Glocken zur Predigt zwei Lawinen unweit oberhalb des Dorfes zugleich los. In dem Muottathal im Schwyzer Canton wohnte ein Familienvater, der seine Kinder zankte, wenn sie bei lawinengefährlichem Wetter die Thüren stark zuschlugen. Wiederholt hat man mit Erfolg versucht, durch Schießen oder Anschreien Lawinen zum Anbrechen zu veranlassen.

Eine viel spärlichere Erscheinung sind die Eislawinen. Sie treten auf als Gletscherlawinen und, freilich sehr selten, nachdem sich ein heftiges Hagelwetter an einem steilen Gehänge entleert hat, als Hagellawine. Die Bildung der ersteren hängt mit dem Vorrücken der unteren Gletscherenden zusammen, namentlich bei solchen Eisströmen, die als sogenannte hangende Gletscher oder einer jähen Felswand enden. An der Sturzwand angekommen, brechen sie trümmerweise los und stürzen als Gletscherlawine ins Thal. Die Besucher der Wengernalp vor der „Jungfrau" wissen meist von solchen zu erzählen. Bekannt durch häufige Eislawinen ist auch der Suldenferner in der Ortlergruppe.

Man hat zu berechnen versucht, wie groß der Antheil der Lawinen an der gesammten Schneemenge eines begrenzten Gebietes ist. Von den 143.179,948.725 m^3 Schnee, welche im Jahresdurchschnitt im ganzen eidgenössischen Forstgebiet fallen, kommen auf das 32.400 *ha* große St. Gotthardgebiet 1.727,989.200 m^3 Schnee. Da auf die Lawinenzüge dieses Gebietes 25 Procent der Gesammtfläche entfallen, geräth alljährlich durch die Lawinen am St. Gotthard eine Schneemasse von rund 325,000.000 m^3 in Bewegung. Diese Zahlen werden erklärlich, wenn man erfährt, dass z. B. im Winter 1887/88 in den Schweizer Alpen nicht weniger als 1094 Lawinen gezählt wurden; und wie viele mögen da noch ungezählt geblieben sein!

Es ist allgemein bekannt, dass den besten Schutz gegen Lawinen der Hochwald bietet; dies haben schon die ältesten Alpenbewohner gewusst und solche Waldungen in den Bann gethan, weshalb sie den Namen Bannwälder erhielten. Wieso der Bannwald seine Aufgabe erfüllt, darüber bestehen aber mitunter falsche Vorstellungen. Derselbe schützt durch die Kraft seiner hochstrebenden starken Bäume das Losbrechen und Herabrutschen der während des Winters sich anhäufenden Schneemassen, verhindert also die Bildung von Grundlawinen, hält aber nicht, wie man gewöhnlich glaubt, Lawinen, die bereits in Gang gekommen sind, wie ein Damm auf. Einer solchen Aufgabe wäre er nicht gewachsen; in wenigen Jahren würde er dem gewaltigen Anprall der Lawinen vollständig erlegen sein. Die Bannwälder werden zumeist aus Arven und Lärchen, aber auch aus Rothtannen oder Fichten und Kiefern gebildet. Ursprünglich waren die Gebirgshänge von der Natur mit Hochwald reichlich bekleidet; leider aber hat in vielen Gegenden der Gebirgsbewohner in seinem Unverstand diese natürliche Schutzwehr größtentheils zerstört. Deshalb war man auch bedacht, einen künstlichen Ersatz für die Bannwälder zu schaffen und es sind schon seit langer Zeit allerlei Schutzmaßregeln gegen Lawinengefahr angewendet worden. Man baut die Häuser derart ins schiefe Terrain, dass die Lawine über das Dach hinausfährt, errichtet sogenannte „Spaltecken" oder „Abwürfe," d. h. überhöhte, keilförmig bergaufwärts gerichtete Steinprismen hinter Gebäuden, welche die Lawine zertheilen oder ablenken, führt Gallerien aus Holz oder Steingewölbe, Tunnel an den Straßen und Bahnen, selbst große Mauern zum Schutze für ganze Dörfer aus. Diese Partialcorrectionen zielen darauf hin, den Schaden der schon gebildeten und stürzenden Lawinen local zu verhindern. Totalcorrectionen dagegen sollen das Entstehen der Lawine für immer verhüten. Dies erreicht man durch Gräben oder Terrassierungen, viel

besser aber durch zahlreiche, nur 1 *m* hohe, längere oder kürzere Mauerstücke oder Pfahlreihen aus Holz oder Eisen, welche im Sammelgebiete über- und nebeneinander errichtet sind; dadurch wird der Schnee gewissermaßen am Boden festgeheftet, so dass er niemals ins Rutschen gelangen kann.

Die Lawinen sind eine gewöhnliche, normale Erscheinung im ganzen Gebiete der Alpen, wie sie überhaupt in allen schneereichen und steilböschigen Gebirgen vorkommen, auch in solchen, wo Gletscher sich nicht mehr zu bilden vermögen. Innerhalb unseres Erdtheiles kennt man sie auch im Schwarzwalde, im Riesengebirge, in den Karpaten, in den Pyrenäen, im norwegischen Gebirgslande, an der Grenze Europas im Kaukasus. Auch im Alpengebiete treten sie nur in den tieferen Regionen auf, besonders in jener um die Grenze der Holzvegetation und unter derselben; über 3300 *m* absolute Erhebung kommen sie kaum mehr vor. Für diese tiefer liegenden Regionen sind die Lawinen im ganzen genommen, trotz ihrer verheerenden Wildheit, ungemein wohlthätig, denn sie befreien große Strecken Alpenweidelandes durch einen einzigen Act von ungeheuren Schneelasten, zu deren Entfernung die Sonnen- und Luftwärme bis weit in den Hochsommer hinein zu schmelzen haben würde. Ohne die Lawinen würde die Schneelinie im Gebirge tiefer stehen, die Gletscher würden sich vergrößern und das Klima überhaupt rauher, das Gebirge viel weniger bewohnbar sein.

Wenn oben von einer Äquatorialgrenze des Schneefalles die Rede war, so bezog sich dies bloß auf die horizontale Verbreitung dieser Erscheinung; bekanntlich fällt in einer gewissen Höhe über der Meeresfläche selbst unter den Tropen der Niederschlag in fester Form als Schnee. Im Winter steigt die Schneedecke der Gebirge gegen die Niederungen herab, im Sommer zieht sie sich wieder gegen die Gipfel zurück. Diese jahreszeitliche Wanderung der Schneegrenze wird dort am größten sein, wo der Unterschied zwischen Sommerhitze und Winterkälte am größten ist, also im Continentalklima; viel kleiner ist sie im Küstenklima und sehr klein unter dem Äquator, wo in diesen Höhen fast kein Wärmewechsel der Jahreszeiten mehr besteht. Diejenige Höhengrenze nun, bis zu welcher sich der Schnee der Gebirge im Sommer zurückzieht, wird als **Schneegrenze** schlechtweg oder als **Schneelinie** bezeichnet. Die über derselben gelegene Höhenregion des Gebirges heißt die **Schneeregion**. Die Schneegrenze erscheint von zwei klimatischen Factoren abhängig, nicht bloß von der Sommerwärme, sondern auch von der Mächtigkeit der winterlichen Schneemassen, da die letzteren durch die Sommerwärme geschmolzen werden müssen. **Bouguer** glaubte, dass die Schneegrenze mit der isothermen Fläche von 0° zusammenfalle, was aber ganz irrig ist; denn dann müsste z. B. der größte Theil Sibiriens in ewigem Schnee vergraben liegen, während um Jakutsk bei — 10° C. Jahrestemperatur noch Korn gebaut wird. **Humboldt** und **Buch** setzten dafür, der Wahrheit näher kommend, die mittlere Sommerwärme von 0°, **Renou** suchte nachzuweisen, dass die Schneegrenze in allen Klimaten in jener Seehöhe zu finden sei, wo die mittlere Temperatur der wärmeren Jahreshälfte gleich dem Gefrierpunkt ist. Neuere Beobachtungen haben ergeben, dass die mittlere Jahreswärme an der Schneelinie bald über, bald unter dem Gefrierpunkt liegt, je nach dem Verhältnis der Sommerwärme zur Schneemenge des Winters, und dass sie um so tiefer unter denselben hinabsinkt, je continentaler das Klima und je geringer die Schneemenge des Winters ist. So finden wir nach Hermann **Berghaus** in der Schneeregion verschiedener Gebirge die folgenden mittleren Jahrestemperaturen:

Gebirge	Geographische Breite	Mittlere Jahrestemperatur
Anden von Quito	0°	1° C.
Himalaya, indische Seite	27—34° N.	0·5
Himalaya, tibetanische Seite	27—34°	— 2·8
Karakorum	28—36	— 3·9
Mittel- und Westalpen	46	— 2·8
Tiroler Centralalpen	47°	— 3·8
Hohe Tauern	47°	— 3·4
Nowaja Semlja (Matotschkinschar)	73½°	— 11·0
Spitzbergen (Hornsund)	77	- 10·0

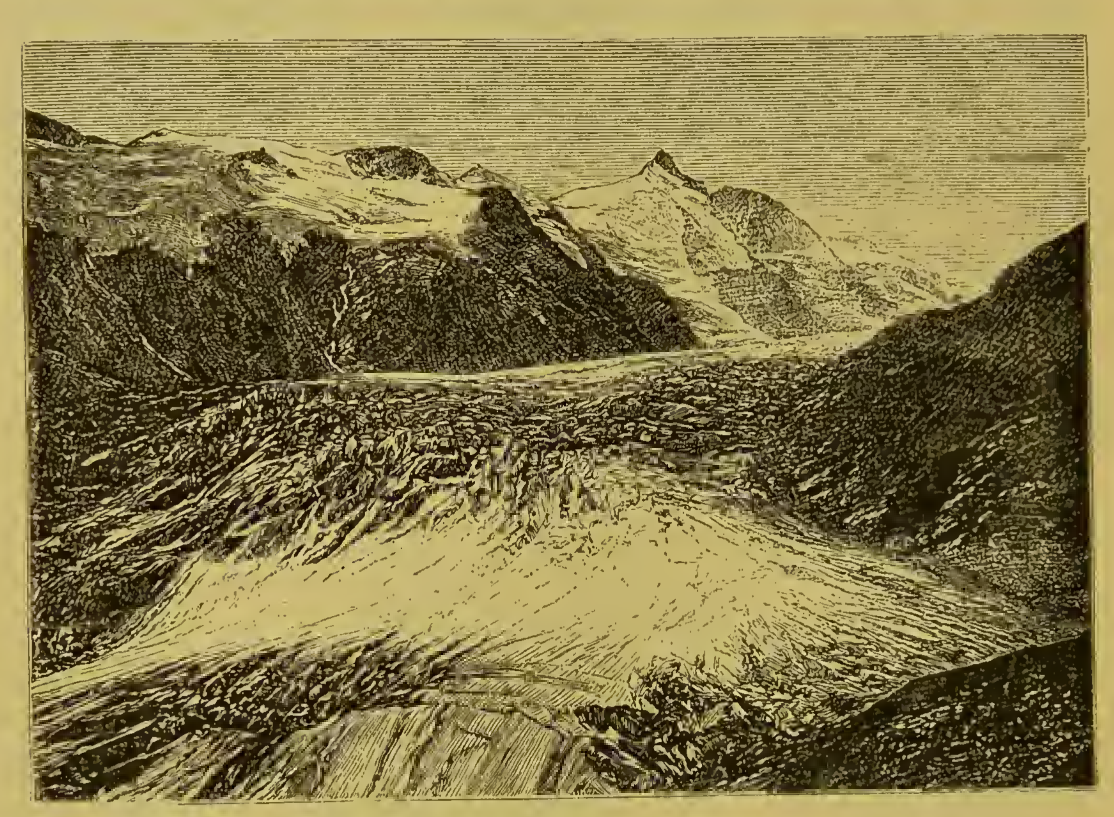
Auch die Bestimmung der Höhenlage der Schneegrenze stößt auf große Schwierigkeiten, namentlich weil die Mengen der Niederschläge, wie bekannt, im Laufe der Jahre und Jahrzehnte vielfach wechseln. Dazu kommen noch gewisse locale Verhältnisse der Bodenplastik. So sah 1855 Sonklar auf dem Hangerer (3019 *m*) der Ötzthaler Alpen nicht eine Spur von Schnee, und im Herbst 1859 war der Gipfel des Chaberton (3138 *m*) in der Nähe des Mont Genevre völlig schneefrei. Im Jahre 1865 sah man in den Alpen viele Stellen schneefrei werden, die seit Menschengedenken früher schneebedeckt geblieben sind, während in den Jahren 1811 bis 1818 und theilweise auch 1866 und 1883 das Umgekehrte stattfand. Ferner sind z. B. der Piz Linard (3416 *m*) und der Piz Languard (3266 *m*) im Sommer vollkommen schneefrei, obwohl sie hoch über die mittlere Schneegrenze dieses Alpentheiles emporragen. Wenn wir nun die Seehöhen der Schneelinie in verschiedenen Gebirgen folgen lassen, so müssen diese Angaben im allgemeinen nur als beiläufige Mittelwerte angesehen werden.

	Geographische Breite	Höhe der Schneegrenze Meter
Spitzbergen (Hornsund)	77° nördl. Br.	460
Island (Osterjökul)	65°	936
Norwegen, Inneres	60°	1680
Norwegen, Küste	60°	1360
Alpen	45—47°	2800
Kaukasus, Ostseite	41—44·5°	4300
Kaukasus, Westseite	41—44·5°	3570
Himalaya, indische Seite	27—34°	4940
Himalaya, tibetanische Seite	27—34°	5670
Karakorum	28 - 36°	5820
Afrika (Kilimandscharo)	3° südl. Br.	5000
Anden von Quito	0°	4820
Anden von Bolivia (westl. Kette)	16°	5620
Anden von Chile	33°	4500
Anden von Patagonien	42°	1830
Magellanstraße	52·5°	1100
Neuseeland, Westseite	43—45°	1520

Aus der Vergleichung dieser Zahlenwerte, sagt Hann, lernen wir den Einfluss eines feuchten gleichmäßigen Klimas auf das Herabrücken der Schneegrenze und das Zurückweichen derselben in große Höhen im trockenen extremen Klima deutlich kennen. Die Schneelinie liegt an der Küste von Norwegen viel tiefer als im Innern des Landes, viel tiefer an der feuchten indischen Seite des Himalaya als an der trockenen tibetanischen Seite, obgleich diese nördlicher liegt. In dem regenreichen Patagonien reicht die Schneegrenze in der Breite von Rom (42°) bis zu 1700 *m* herab; auch an der Westseite der Südinsel von Neuseeland, welche ein ähnliches Klima wie Patagonien hat, liegt sie sehr tief. Während man auf der nördlichen Halbkugel es noch nirgends beobachtet hat, dass die Schneelinie bis zum Meeresspiegel herabreicht, ist dies auf der südlichen Halbkugel wegen des

kühlen rauhen Sommers und des Schneereichthumes auf der Insel Süd-Georgia schon in der Breite von Irland und England der Fall.

Was oben über die Factoren gesagt wurde, die an der Entlastung des Gebirges von den Schneemassen des Winters mit vereinten Kräften thätig sind, gilt auch vom sogenannten „ewigen Schnee" des Hochgebirges. Nur dass dort noch ein Factor hinzukommt, indem sich die Bewegungsfähigkeit des Schnees nicht bloß in den Lawinen, sondern auch in den Gletschern[1]) äußert. Auch diesen ward die Aufgabe zutheil, das Hochgebirge von der drohenden Schneeüberlastung zu befreien und dadurch einer Totalerkältung desselben vorzubeugen. Während aber die Lawine in jähem Sturze unberechenbare Schneemassen auf einmal in die Tiefe fördert, wo die kräftige Sonnenwärme jenen ein gewisses Ende bereitet,



Der Pasterzengletscher am Großglockner von der Elisabethruhe aus gesehen.

führt der Gletscher, dem äußeren Anscheine nach fast unthätig, den überflüssigen Hochgebirgsschnee, welchen er zu festem Eise verdichtet, langsam thalwärts, zuweilen freilich den Menschen feindlich werdend, sonst aber ein unschätzbarer Freund und Förderer des frischblühenden Lebens.

Je nach der Tageszeit, in der man einen Gletscher betritt, macht derselbe einen verschiedenen Eindruck. Da der Bergfahrer es begreiflicherweise gerne vermeidet, die wärmsten Stunden des Tages beschwerlichem Aufstieg zu widmen, bricht er frühe schon, mehrere Stunden vor dem kommenden Morgen von der Schutzhütte

---

[1]) Der von der Wissenschaft acceptierte Namen „Gletscher" ist in der deutschen Schweiz gebräuchlich, im Canton Glarus sagt man „Firn", in Tirol „Ferner", in den Hohen Tauern „Kees", französisch glacier, italienisch ghiaccajo, vedretta, in Piemont ruize. in Norwegen bræ.

auf. Es ist noch tiefe Nacht, wenn er den Gletscher erreicht, aber das volle Mondlicht, welches sich über die Landschaft ergießt, macht das Unterscheiden der Umgebung leicht. Weithin ausgegossen liegt der Eisstrom zwischen zwei Reihen hoher Schneehäupter, nur sanft ansteigend zum fernen Joch. Leicht gewölbt senkt sich sein Rücken nach beiden Uferseiten, welche von zwei lang gedehnten, ununterbrochenen Schutthügeln begleitet sind. Die Oberfläche des Eises ist rauh, höckerig und löcherig, aber trocken und hart. Das blendende Weiß ist von dunkeln Streifen ziemlich regelmäßig überzogen, Schmutzbändern, welche von den Rändern herunter in spitzem Winkel gegen die Längsachse des Gleschers nach abwärts vordringen. Klaffende Spalten und tiefe Klüfte durchziehen die Eismasse; an ihren Rändern kann man ein dunkles Blau wahrnehmen, während aus der beschatteten Tiefe



Absturz der Pasterze, mit Gletscherspalten.

undurchdringliches Schwarz dir entgegengähnt. Diese Spalten werden übersprungen oder auf mitgebrachter kurzer Leiter überklettert; sind sie allzubreit, müssen sie umgangen werden.

Unüberwindlich für den Gletscherwanderer sind sie aber, wo die Felsenunterlage des Gletschers einen steilen Absturz bildet. An solcher Stelle erscheint die ganze Eismasse in ein chaotisches Wirrsal aufgelöst. Das vorwärts gedrängte Eis ist seiner ganzen Stärke nach unregelmäßig, in allen Richtungen gespalten, haushohe Tafeln, durcheinander geschobene Schichten thürmen sich auf, zahlreiche phantastische Pyramiden und Obelisken gewähren den Anblick eines im vollsten Aufruhr erstarrten Meeres. Alles aber schweigt ringsum; kein Laut stört die hehre, nächtliche Stille des Gletschers, welche den Eindruck dieses erhabenen Bildes noch mächtiger hebt.

Wesentlich anders erscheint der Gletscher, wenn die Sonne über den Thalrand gestiegen und mit ihren Strahlen in dem Eisgeklüfte die wunderbarsten Farben hervorzaubert, mit sommerlicher Kraft die gewaltige Eismasse lebendig macht. In wie grellen Farben zeigt sich nun der Gletscher! Glänzendes Weiß wechselt mit dem Schmutziggrau der ihn überziehenden Bänder, mit dem Grau und Schwarz der Schuttwälle zu beiden Seiten; das Smaragdgrün der Klüfte mit dem Lauchgrün der Eiswände, das Malachitblau mit dem Ultramarin der tiefsten Abgründe der Eiswelt. Und die nächtliche Stille ist einem unbeschreiblichen Gewirre der verschiedenartigsten Töne und Geräusche gewichen. Es rieselt und rauscht aller Orten, denn auf der ganzen Oberfläche des Gletschers schmilzt das Eis, zu kleineren oder größeren Bächen sammeln sich die Wasser, welche bald in tiefen Eisrinnen hinabgleiten, bis sie eine Kluft oder ein kreisrundes ziehbrunnenähnliches Loch erreichen und sich in die nächtliche Tiefe stürzen, bald zwischen verschiedenen Schichten der Gletschermasse ihren Weg sich bahnen. Da auf einmal neigt sich einer jener blaugrünen, weiß umrankten Thürme, der hoch in den dunkeln Äther spießte, er stürzt und zerschellt auf dem tieferen Gezacke des Eises: seine Trümmer aber rinnen durch das Geklüft herab mit donnerähnlichem Gepolter. Und mit einem eigenthümlichen, bald singenden, bald knallartigen Geräusch bilden sich neue Spalten, welche das Eis zerklüften.

Man vergleicht die Gletscher mitunter den Strömen und bezeichnet sie oft schlechtweg als Eisströme. In der That bieten sich genug Punkte des Vergleiches dar. Gleich dem Strome hat auch der Gletscher sein Quell- oder Nährgebiet, sein Bett und seine Ufer, er bewegt sich, dem Gefälle folgend, langsamer oder schneller thalwärts, er entwickelt eine bedeutende transportierende Thätigkeit. Aber wie vielfach unterscheidet sich wieder der Gletscher vom Strome, wie sehr das Eis des Gletschers von der Eisdecke der fließenden Gewässer. Wir wollen daher jetzt die eigenthümlichen Phänomene der Gletscher von deren Ursprung in ihrem ganzen Verlaufe verfolgen, wobei wir auch wieder vor allem die Gletscher unserer Alpen im Auge haben.

Die Nährgebiete der Gletscher in den Alpen sind meist weite, muldenförmige, bergaufwärts oft verzweigte Thalstufen, kesselförmig mit Kämmen und Gipfeln steil und scharf umrandet. Der Schnee rutscht von den Steilwänden in den weiten Kessel herab und aus demselben wächst der Gletscher heraus und steigt durch den einzigen thalabwärts offenen Weg als gewaltiger, träger Eisstrom zur Tiefe. Das mit grobkörnigem Schnee, dem **Firn**, erfüllte Nährgebiet in der Schneeregion heißt die **Firnmulde**; der daraus abfließende Eisstrom ist der eigentliche Gletscher, die **Gletscherzunge**, welche unter die Schneeregion herab steigt. Die Grenze zwischen beiden ist die **Firnlinie**, welche das Aufhören des Schnees auf dem Gletscher in den Sommermonaten bezeichnet. Ihre Höhenlage ist gleich der der Schneelinie sehr schwankend, doch liegt sie im allgemeinen nach **Hugi** etwa um 200 *m* tiefer als letztere.

Das durchsichtige compacte Gletschereis entsteht aus dem körnigen Firnschnee, welcher sich zur Sommerszeit durch oberflächliches Schmelzen und Wiedergefrieren aus dem lockeren, staubartigen Hochgebirgsschnee gebildet hat und in den tiefen Firnmulden angesammelt liegt. Vermöge seiner eigenen Schwere und von den hinterliegenden Massen gedrückt, gleitet er langsam tiefer, Regen fällt auf ihn hernieder und wird selbst gefrierend zur verbindenden Masse der feinen Eiskörner, so daß auf diesem Wege poröses Eis, das eigentliche Gletschermaterial, entsteht. Aber das Gletschereis bildet dann nicht eine einzige große Masse; es besteht vielmehr aus zahllosen stumpfeckigen Stücken, den **Gletscherkörnern**, die dicht aneinander

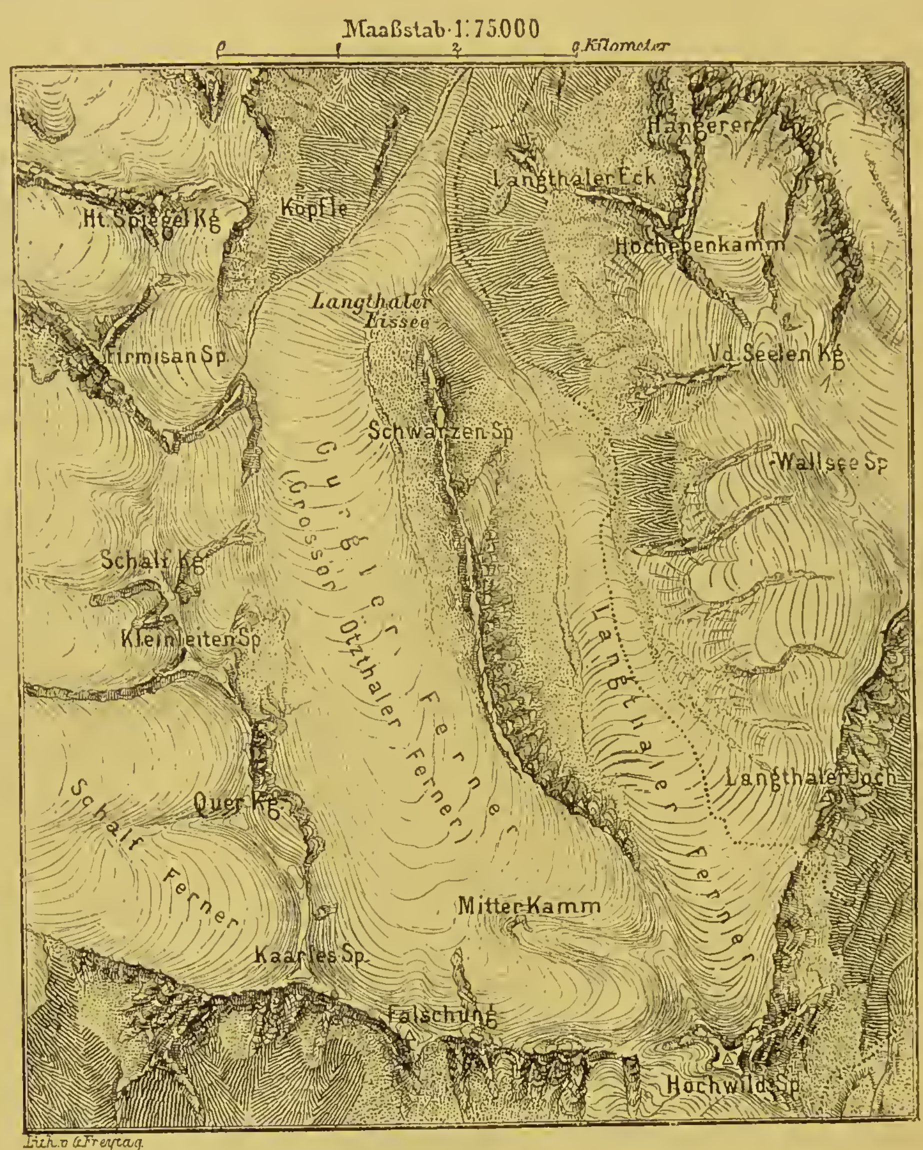
liegen, doch durch feine Spalten getrennt sind. Das Gletschereis ist sehr reich an Luftbläschen, daher weißlich trüb, mehr oder weniger undurchsichtig; diese Luftbläschen werden jedoch allmählich durch den Druck der ganzen Masse entfernt, so dass das Eis am Gletscherrande aus blasenlosen Stücken besteht. In den oberen Resten des Gletschereises kann man eine Schichtung desselben wahrnehmen. Auf der Oberfläche der meisten Gletscher beobachtet man die schon erwähnten Streifungen, die sogenannten Schmutzbänder oder Ogiven, welche aus Staub, Sand und Schlamm gebildet sind.

Man hat sich daran gewöhnt, mit Saussure die großen Eisströme, welche in ausgedehnten Firnmulden ihren Ursprung haben und tief in die Thäler hinabreichen, Gletscher erster Ordnung, kleinere dagegen, die nur auf dem Kammgehänge des Gebirges liegen, ohne das Hauptthal unterhalb zu erreichen, Gletscher zweiter Ordnung zu nennen. Zutreffender ist freilich die von E. Richter in Vorschlag gebrachte Unterscheidung in Thal-, Kar-, Gehänge-, Plateau- und Schluchtgletscher, doch würde es uns zu weit führen, hier auf dieselbe näher einzugehen. Ausgebildete Gletscher erster Ordnung gibt es nur in den Centralstöcken der Alpen, solche zweiter Ordnung in allen Alpentheilen, welche in die Schneeregion emporragen und in dieser Höhe nur einigermaßen nennenswerte Hochflächen einschließen, die größere Schneevorräthe anzusammeln geeignet sind.

In der Montblanc-Gruppe finden wir 20 Gletscher erster Ordnung und 30 bis 40 zweiter Ordnung. Der größte Gletscher dieser Gruppe ist das 14.500 *m* lange, majestätische mer de glace, welches sich aus zwei Eisströmen, dem westlichen Glacier de Géant und dem östlichen Glacier du Lechaud, bildet. Dazu stößt noch das Eis eines dritten Gletschers, des Glacier du Talêfre, der aus einem von unzugänglichen Felszinnen eingeschlossenen Becken kommt. In der Finsteraarhorn-Gruppe zählt man 16 Gletscher erster und über 100 zweiter Ordnung, in der Monterosa-Gruppe 15 primäre und 120 secundäre Gletscher. Die Hohen Tauern haben nicht weniger als 250 Gletscher, die Zillerthaler Alpen 115; die gletscherreichste Gruppe in dem ganzen Alpengebiet sind aber die Ötzthaler Alpen, welche nach Richter 298 Gletscher zählen. Die gesammten Alpen schließen gegen 2000 Gletscher ein.

Die oberen Enden der Gletscher überhaupt ragen im Alpengebiete in eine Seehöhe von 2900 bis 3200 *m*, während die unteren Enden oder Ausgangshöhen der Gletscher erster Ordnung zwischen 1950 und 1300 *m* über dem Meere, die der Gletscher zweiter Ordnung zwischen 2800 und 2200 *m*, also fast immer tief unter der Schneelinie, welche etwa in einer Höhe von 2600 bis 3000 *m* verläuft, liegen. Am tiefsten in den Alpen geht der Untergrindelwald-Gletscher, welcher im Jahre 1818 auf 983 *m*, 1870 auf 1080 *m* Seehöhe herabreichte. Aus diesen Angaben geht hervor, dass die Lage und Größe der Gletscher eine sehr verschiedene ist. Selten beträgt die Längenausdehnung der Gletscher erster Ordnung weniger als eine Stunde, in vielen Fällen zwei bis drei Stunden und darüber, die Breite einige hundert Meter bis zu 2 *km*, die Mächtigkeit des Eises 100, 200 bis 400 *m* und darüber. Der Groß-Aletsch-Gletscher in der Finsteraarhorn-Gruppe, der längste der Alpen, ist 24 *km* lang, wovon auf den eigentlichen Eisstrom 16·5 *km* entfallen, im Mittel 1800 *m* breit und 129 km^2 groß; seine Eismasse von der Firnlinie nach abwärts hat Heim auf 10.800,000.000 m^3 berechnet. Der längste Gletscher in Österreich ist der 10·4 *km* lange Gepatsch-Ferner in der Ötzthaler Gruppe, die größte Area in den österreichischen Alpen — 32 km^2 — bedeckt aber der Pasterzen-Gletscher am Großglockner. Von der Gesammtfläche der Gletscher entfallen stets zwei Drittel bis sechs Siebentel auf das Sammelgebiet, das übrige auf den

eigentlichen Gletscher, von der Längenausdehnung ein Viertel bis zur Hälfte auf ersteres. Bei den zwei auf der beigefügten Karte dargestellten Gletschern ist das Verhältnis dieser beiden Räume folgendes: beim Gurgler Ferner 4·5 : 1, beim Langthaler Ferner 7·1 : 1. Die gesammte Gletscherfläche der Alpen wird auf 4000 km^2 geschätzt.



Die Gruppe des Gurgler Ferners in den Ötzthaler Alpen.

Besondere Beachtung erheischen die Bewegungserscheinungen der Gletscher. In tiefen Hochgebirgsthälern erstrecken sie sich thalabwärts, einem starrgewordenen Flusse vergleichbar, den einzelnen Krümmen und Windungen des Thales folgend. Aber nur scheinbar ist der Stillstand, denn wie ein Strom bewegt auch der Gletscher sich vorwärts, freilich langsamer, gemessenen Schrittes, doch unaufhaltbar, bis sein unteres Ende Tiefen erreicht, in denen die Kraft der Sonne kein Eis mehr duldet. Bei diesem steten Vorrücken ist die Bewegung der Mittellinie — wie dies ja auch bei Strömen der Fall — eine schnellere als die der Ränder. Die abwärts

gehende Bewegung ist eine beständige, im Winter so gut wie im Sommer und geht nie ruckweise vor sich; sie ist bei warmem Wetter (also im Sommer) stärker als bei kaltem und wird durch Regen und Schneeschmelze beschleunigt; sie geht auf stark geneigtem Boden schneller vor sich als auf weniger geneigtem. Durch genauere Beobachtung fand man, daſs die Bewegung bei raschem Vorschreiten der Gletscher 150 bis 200 *m* im Jahre betragen könne. Bei im Wege stehenden Klippen drängt sich der Gletscher durch Engpässe, schmiegt sich ganz dem Thalgrunde an, richtet und wendet seine Bewegung nach der orographischen Unterlage, theilt sich, wenn es nöthig ist, vereinigt seine Arme wieder, füllt Kessel aus bis zum Überfließen, steigt an Hindernissen empor u. s. w., in einer Weise, welche, wie schon Rendu erkannt hat, eine innere Verschiebung der Theilchen verursacht, wie bei einer Flüssigkeit. Kleine Gletscher nehmen oft die Gestalt eines auf schiefer Fläche langsam abwärtsgehenden Wassertropfens („Thränenform") an. Der ganze Anblick ist derjenige einer breiartigen Masse, die langsam fließt.



Schrund im Rhonegletscher.

Da nun das Gletschereis wohl plastisch, aber nicht ausdehnbar ist, so reißt dasselbe infolge der durch Zug entstehenden Spannung, und zwar senkrecht gegen die Richtung der Spannung, so daſs Spalten von verschiedener Tiefe entstehen. Man hat Randspalten, Querspalten und Längsspalten zu unterscheiden. Manche der alpinen Gletscher sind von diesen Tiefrissen so durchsetzt und zerborsten, daſs ein Wandern über dieselben fast zur Unmöglichkeit wird, oder doch in ein Labyrinth führt, aus welchem man sich nur schwer herausfindet. Die Breite und Länge dieser Spalten ist je nach der Abdachung und Mächtigkeit der Gletscher sehr verschieden; sind sie erst unlängst entstanden, so können sie gewöhnlich leicht übersprungen werden, andere haben eine Breite von 5 bis 10 *m* und darüber und sind dementsprechend zuweilen 150 bis 200 *m* lang. Nach der Tiefe zu verengen sich die meisten Gletscherspalten. Es kommt vor, daſs sie sich auch wieder allmählich vollständig schließen und gleichsam vernarben. Außer diesen Spalten durchfurchen

die ganze sanft gewölbte Oberfläche des Gletschers Tausende von Rinnen verschiedener Größe, in denen zur Sommerszeit bei Tage klares Eiswasser fließt, sich in größeren Rinnsalen vereinigt und dann rauschend in tiefe, trichterförmige Löcher, die sogenannten Gletschermühlen, stürzt, um dem Gletscherbache Nahrung zuzuführen. Am unebensten ist die Oberfläche eines Gletschers dort, wo der Felsgrund desselben stärker geneigt ist. Das in seiner ganzen Mächtigkeit berstende Eis thürmt sich auf, und aus seinen Stücken bilden sich unter dem Einflusse von Regen und Verdunstung die spitzen Gletschernadeln. Solche Stellen sind gleichsam die Wasserfälle des Gletscherflusses und werden auch mit dem Namen Cascaden, Eisfälle, Gletscherbrüche bezeichnet.

Infolge der fortdauernden oberflächlichen Abschmelzung und Verdunstung des Eises wird die Gletschermasse verringert oder abgetragen. Das Schmelzwasser rieselt, wie schon bemerkt, sowohl über die Oberfläche, wie durch die Spalten und auf tunnelartigen Wegen unter dem Eise, in unzähligen großen und kleinen Wasseradern, dem Gletscherbache zu. Die Tunnels oder Höhlencanäle (Eishöhlen, Eisgrotten) werden theils durch das Schmelzwasser, theils von warmen Winden ausgehöhlt. Die größte Gletscherhöhle wölbt sich über dem gesammelten Gletscherbache und bildet am Ende des Gletschers das Gletscherthor, welches mitunter den Eindruck eines imposanten gothischen Domportales macht. Die Eishallen der Gletscherthore sind oft wunderbar lazurblau oder grasgrün schillernd, von gleicher Farbe auch das Eis der tiefen Gletscherspalten und dicken Eispyramiden, während die Oberfläche der Gletscher bei reflectiertem Lichte sich milchweiß zeigt. Aus dem Gletscherthore fließt das abgeschmolzene Eiswasser als breiter, kräftiger Bach von milchweißer oder hellgrüner Färbung hervor, woher auch der Name Gletschermilch rührt. Die Trübung kommt von den ungemein feinen Theilchen von Kalkstein oder Granit, welche der Gletscher durch seine ungeheure Last von seiner Felsenunterlage abschleift oder welche durch die immer weiter getriebene Zerkleinerung der in das Gletschereis gelangten Gesteinstrümmer entstehen; nach kurzem Laufe aber wird das Gletscherwasser vollkommen klar, da sich die verunreinigende Beimengung als Gletscherschlamm oder Till niederschlägt. Die Gletscherbäche bilden bekanntlich die Quellen der meisten und wasserreichsten Alpenflüsse, denn in den Gletschern ist ein unversiegbarer Wasservorrath aufgespeichert. Man hat berechnet, dass sämmtliche Gletscher der Alpen an einem warmen Sommertage 144,000.000 m^3 Wasser den Bächen, die aus ihnen entspringen, liefern.

Dass das untere Gletscherende in dem einen Jahre weiter hinunterreicht, in einem anderen höher gefunden wird, hat mit dem anhaltenden Vorrücken des ganzen Gletschers nichts gemein. In wärmeren Jahren schmilzt nämlich natürlich mehr fort als in kühlen, regen- und schneereichen Jahren. Man kann kürzere und längere Perioden des Gletscherrückganges beobachten, wozu zu bemerken ist, dass alle Gletscher der Alpen gleichzeitig im gleichen Sinne sich verändern.

Die jüngste Rückzugsperiode umfasste die Jahre 1850 bis 1880, in welcher alle Alpengletscher zurückgiengen. Seit 1880 kann man an fast allen Gletschern der Montblancgruppe, des Pelvoux und an mehreren Gletschern der Walliser Alpen wieder ein Vorrücken constatieren, während die meisten Gletscher der Schweiz und die der Ostalpen noch im vollen Rückgange begriffen sind. Es gibt aber auch Schwankungen im Laufe mehrerer Jahrhunderte. Während in vorgeschichtlicher Zeit die Verbreitung der Alpengletscher ungleich größer war als heute, hatten dieselben zwischen dem 11. und 15. Jahrhundert eine viel geringere Ausdehnung als jetzt, worauf sie im 17. und 18. Jahrhundert wieder beträchtlich an Umfang gewannen.

Dieses periodische Vorrücken der Gletscher erklärt uns die zahlreichen Gletschersagen, welche im Gebirge fortleben. Der Mythus von einem goldenen Zeitalter in den Alpen und über die allmähliche Verwilderung derselben ist der Alpenwelt eigenthümlich. Alle diese Überlieferungen melden von den ausgedehnten blumigen Weiden auf den Alpenhöhen, und wie die Laster der Menschen den Zorn des Himmels rege machten, worauf das ewige Eis der Gletscher zur Strafe den grünen Teppich des Alpenrasens überzog.

Durch das Vorrücken eines Gletschers kann es geschehen, dass das Thal, in welches er sein unteres Ende vorschiebt, von den Eismassen ganz abgesperrt wird. Dann bildet der Bach oder Fluss des Thales, in seinem Laufe gehemmt, einen Gletscher- oder Eissee, bis endlich das Wasser den Eisdamm durchbricht und mit furchtbarer Gewalt sich über die unteren Thalgegenden ergießt. Einer



Gletschertisch auf dem Ober-Rhonegletscher 1874. (Nach einer Photographie von E. Nicola.)

der merkwürdigsten Gletscherseen ist der zwischen dem großen Ötzthaler Ferner und dem Langthaler Ferner eingeengte Gurgler-Eissee in Tirol, welcher dadurch entstand, dass der Eiswall des ersteren die Mündung des Langthales umschloss und den Abfluss des Langthaler Gletschers zu einem See aufstaute. Auf demselben schwimmen zumeist mächtige, vom Gletscher abgelöste Eisbrocken herum. Im Hochsommer gelingt es den in dem Seebecken erwärmten Wässern gewöhnlich, sich durch den Eiswall des Ötzthaler Ferners eine Bahn hindurch zu fressen, um dann in dem chaotischen Spaltengewirre des zerschründeten Gletschers sich einen Abfluss zu erzwingen.

Auch des so wichtigen Phänomens der Gesteinsbedeckung der Gletscher muss gedacht werden. Hitze und Frost, Regen und Unwetter arbeiten fort und fort zersetzend an den hohen Gebirgsmauern, welche die Gletscher einschließen, und lösen größere und kleinere Bruchstücke von denselben ab, welche hinunter auf die Firn-

felder oder die Gletscherränder fallen und mit diesen Massen fortrücken. Diese Felsenbrocken sammeln sich an den beiden Seiten des Gletschers, ohne untereinander in Berührung zu kommen, weshalb sie ihre frischen Bruchflächen und scharfen Kanten behalten. Die längs der Seiten liegenden, oft 10 bis 15 *m* hohen Steinwälle heißen **Seitenmoränen** oder **Gandecken**. Doch bestehen die Moränen nicht in ihrer ganzen Höhe aus Schutt; dieser bildet vielmehr nur eine verhältnismäßig dünne Decke, aber mächtig genug, um das unterliegende Eis gegen die Sonnenwärme zu schützen, welche die freiliegenden Theile des Gletschers durch Abschmelzen stetig erniedrigt, während die bedeckten Partien, gegen diese Einwirkung geschützt, nach und nach erhöht hervortreten. Wo zwei verschiedene Gletscher in ein gemeinschaftliches Thalbett münden, da treten zwei Seitenmoränen zu einer einzigen zusammen, welche von da ab als **Mittelmoräne** oder **Gufferlinie** in der Mitte der vereinigten Gletscher weiter zieht. So viel Seitengletscher in den Hauptgletscher münden, so viele Gufferlinien entstehen.

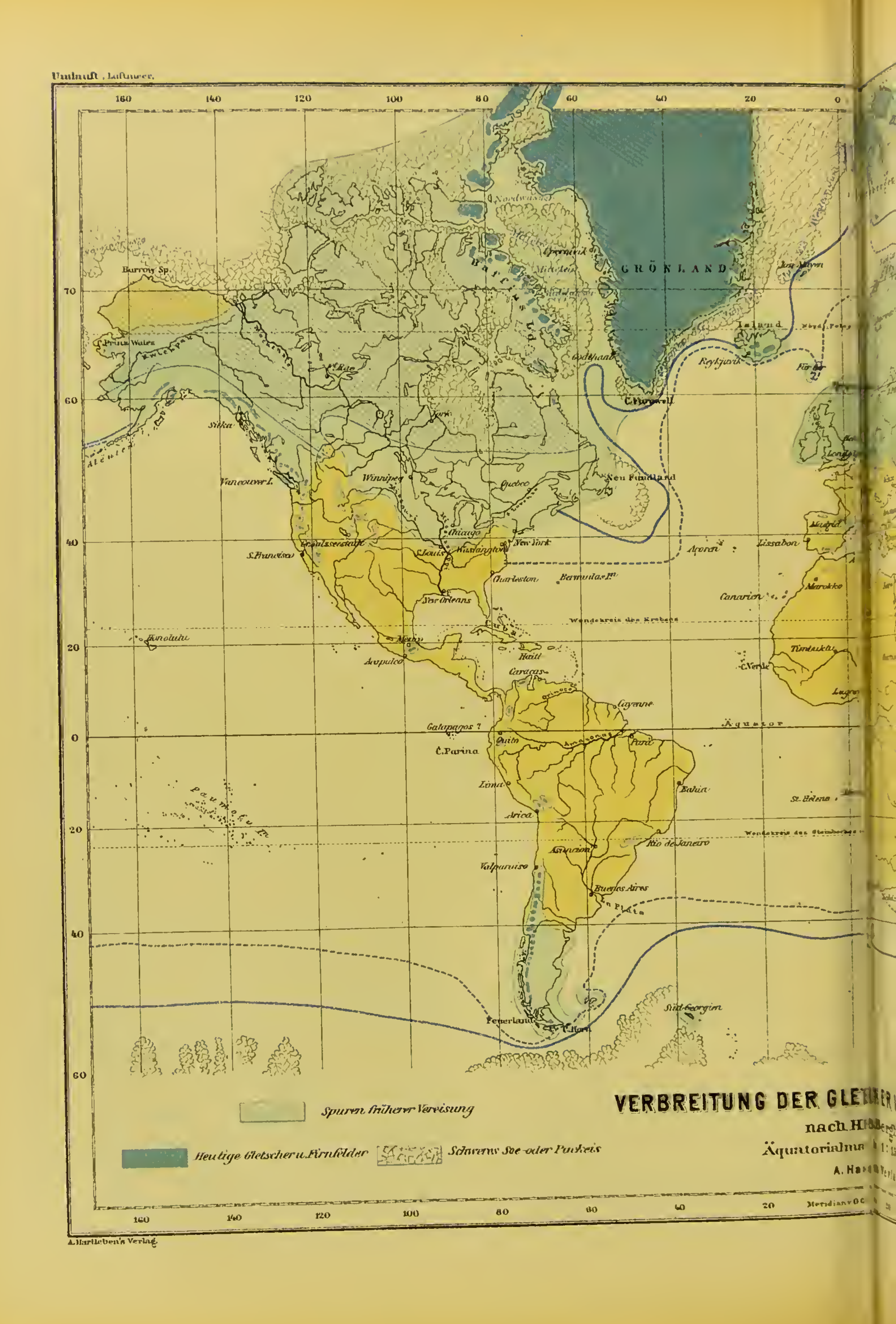
Außer den Moränen begegnen wir auf den Rücken der Gletscher auch separierten Steinblöcken, welche zur Bildung der höchst auffälligen **Gletschertische** Veranlassung geben. Große Blöcke, etwa Gneis- oder Schieferplatten, schützen, gleich den Gufferlinien, ihre Basis vor dem Einflusse von Sonne, Wind und Regen; während nun die Umgebung abschmilzt, bleibt ihre gedeckte Unterlage und hebt sich scheinbar als Eissäule bis zu selbst bedeutender Höhe, oben den Felsblock tragend. Wird dann das Untergestelle zu schwach, so dass die Steinplatte ihr Gleichgewicht verliert, so stürzt diese herab und sofort beginnt die Bildung eines neuen Tisches. Solche Gletschertische findet man auf den meisten großen Gletschern, die schönsten auf dem Unteraargletscher, auf dem Theodulgletscher, dem Matterhorn, dem Rhonegletscher und der Pasterze.

Wo der Gletscher endet, da ladet er seinen Moränenschutt ab; dieser gleitet über ihn hinab und bildet auf dem nackten Boden die freie End-, **Stirn-** oder **Frontmoräne**, die, wenn der Gletscher längere Zeit seine Ausgangshöhe beibehält, zu einem ungeheueren Damme von Felstrümmern anwächst. Weicht das Ende des Gletschers wieder nach oben zurück, so bekleidet sich nach und nach ein Theil des chaotischen Schuttes auf dem alten Gletscherboden wieder mit einer Rasendecke. Die unterste Frontmoräne ist immer das Wahrzeichen der größten Ausdehnung, die der Gletscher je erreicht hat.

Ein Theil des Steinmateriales, das der Gletscher transportiert, gelangt endlich durch die Gletscherspalten und an den Seiten ins Innere und auf den Grund des Gletschers und bildet die sogenannte **Grundmoräne**. Ihr Material wird fortgeschoben und durch die Reibung, welche es leidet, verkleinert, zu Sand zermalmt, gerundet und poliert; so entsteht das Material mit polierten und gekritzten Geschieben. Aber auch das Gletscherbett wird geglättet und durch die in das Eis eingefrorenen Steine gekritzt, ebenso die Felswände, welche die Seiten des Gletschers einfassen. Man nennt solche polierte, durch Gletscherschliff abgerundete, mit scharfen geraden Ritzen versehene Felsflächen und Felshöcker „Rundhöcker". Gletscherschliffe und Rundhöcker gehören nebst den Moränenablagerungen zu den am meisten charakteristischen Gletscherphänomenen.

Sind im Vorangehenden die wichtigsten Erscheinungen, welche die alpine Gletscherwelt darbietet, erschöpft, so erübrigt noch der verschiedenen Theorien zu gedenken, welche zur Erklärung der Bewegungserscheinungen der Gletscher aufgestellt wurden. Eine der ersten Ansichten darüber war die, dass das in die Spalten des Gletschereises dringende Wasser gefriere und durch seine Ausdehnung die Gletschermasse vorwärts schiebe; dies ist die sogenannte Dilatationstheorie,





Umlauft, Luftmeer.
GRÖNLAND
Barrow Sp.
Sitka
Vancouver I.
Winnipeg
Quebec
Chicago
New York
Washington
S. Francisco
St. Louis
Charleston
Bermudas I.
New Orleans
Wendekreis des Krebses
Honolulu
Mexico
Acapulco
Haiti
Caracas
Cayenne
Galapagos I.
Quito
Para
Lima
Bahia
Arica
Rio de Janeiro
Asuncion
Valparaiso
Buenos Aires
Feuerland
Süd Georgien
Neu Fundland
Azoren
Lissabon
Madrid
Marokko
Canarien
C. Verde
Timbuktu
St. Helena
Äquator
Wendekreis des Steinbocks
Reykjavik
Island
C. Farewell
Godthaab
Jan Mayen
Spuren früherer Vereisung
Heutige Gletscher u. Firnfelder
Schwimm-See- oder Packeis
VERBREITUNG DER GLET
A. Hartleben's Verlag.

...ER UND DES TREIBEISES

...rghaus.

...ab : 150,000,000.

...erlag.

Durchschnittsgrenze des Treibeises

Äusserste Grenze des Treibeises

Grenze des nordischen Eisbodens

Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



welche J. J. Scheuchzer im Jahre 1723 aufstellte und die von J. de Charpentier und L. Agassiz erneuert wurde. Eine zweite, von H. de Saussure am Ende des vorigen Jahrhunderts entwickelte Theorie, die Gravitations- oder Rutschtheorie, erklärte die Bewegung der Gletscher als ein Rutschen der auf geneigter Fläche liegenden Eismasse infolge der Wärme.

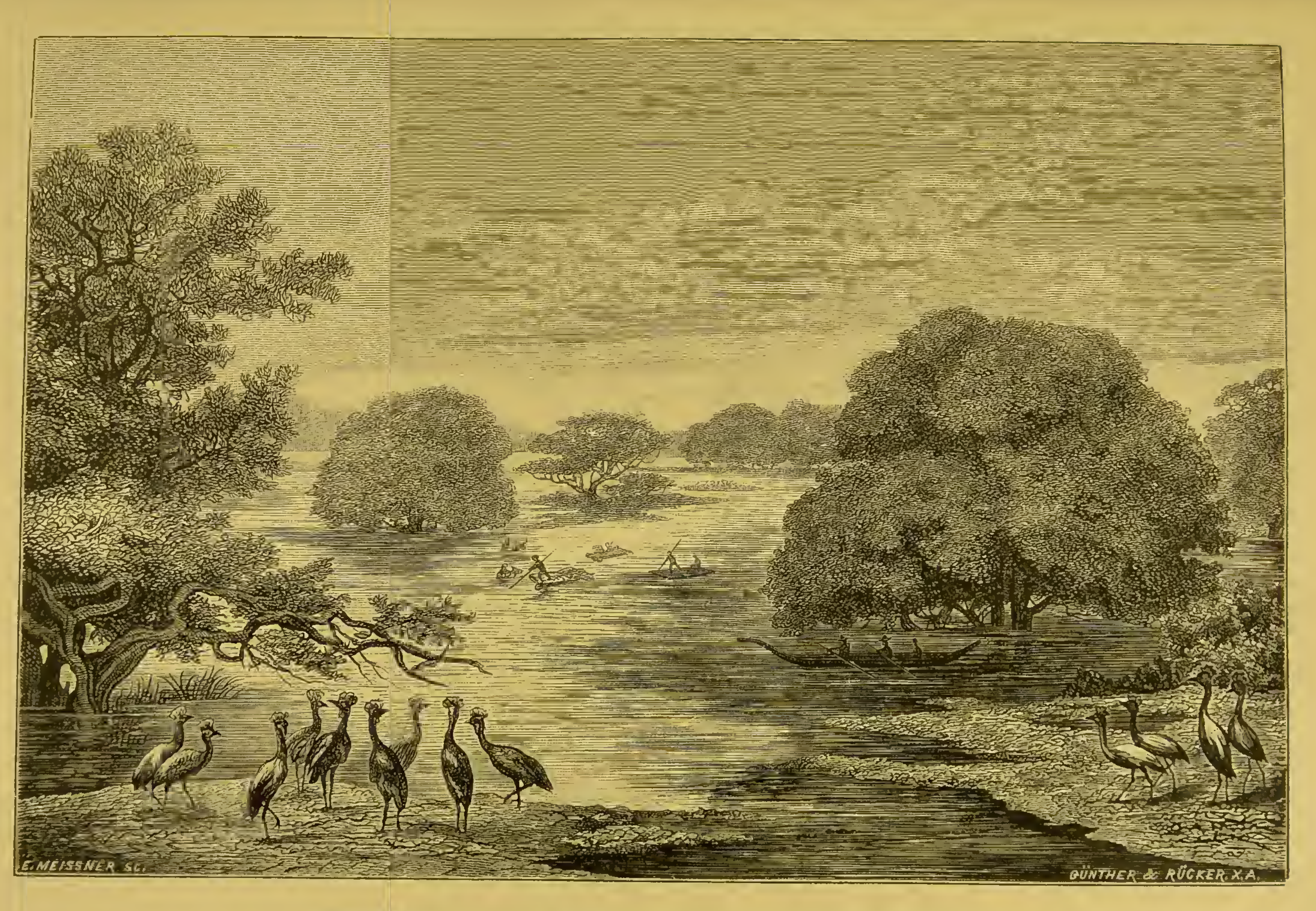
Zu richtigeren Ansichten führten erst die von dem schottischen Naturforscher J. D. Forbes auf dem mer de Glace am Montblanc angestellten Untersuchungen und dessen zahlreiche Experimente. Nachdem Bordier schon 1750 dem Eise Plasticität zugeschrieben hatte, begann diese Hypothese bei Rendu und den Brüdern v. Schlagintweit eine exactere Gestalt anzunehmen. Forbes hat nun nachgewiesen, dass das Eis eines Gletschers fließe, wie eine zähflüssige Masse. Die Möglichkeit dieses Fließens hat J. Tyndall erwiesen, indem er darauf aufmerksam machte, dass bei der Bewegung des Gletschers ein fortwährendes Verschieben, ein Zerbrechen und Wiederfrieren (Regelation) der Eistheile stattfinde. Er zeigte durch Experimente, dass feuchte Eisflächen unter Druck sehr leicht zusammengefrieren, während Th. v. Helmholtz die Regelation des Eises vom Standpunkte des Physikers vollkommen erklärte. So überzeugte man sich von der Richtigkeit des Fundamentalsatzes: Massen mit körniger Breccienstructur, wie eben das Gletschereis, besitzen eine weit höhere Umformungsfähigkeit, als solche ohne Kornstructur, und die Regelation, weit entfernt, die Gletscherkörner als solche zu beseitigen, erhöht deren Fähigkeit, Umformungen erleiden zu können. Als die treibende Kraft ergibt sich die Schwere des Eises, das Gletscherkorn aber als die vorherrschende mechanische Einheit der Bewegung: es verhält sich zum Gletscher, wie ein Molekül Wasser zum Strome.

Die Verbreitung der Gletscher ist in niederen und mittleren Breiten an das Auftreten von Hochgebirgen gebunden; in höheren Breiten steigen sie, wie die Schneegrenze, immer tiefer herab und erreichen schließlich mit ihren unteren Enden selbst den Spiegel des Meeres. Außerhalb des Alpengebietes ist die Gletscherbildung in Europa auf die Pyrenäen, das skandinavische Hochland und Island beschränkt. Von gewaltiger Größe sind die Gletscher in Centralasien, insbesondere im Himalaya und in der Karakorumkette; reich an großen Gletschern ist ferner der Kaukasus, wogegen in den anderen hohen Gebirgen, z. B. im Altai, die Gletscherbildung nur gering ist. Auch das tropische Gebiet von Südamerika ist wenig für die Erzeugung von Gletschern disponiert; großartige Gletscher aber weist Patagonien auf. In Nordamerika sind die hohen Vulcane Mexikos verhältnismäßig arm an Gletschern; weiter nach Norden sind die letzteren in den höheren Theilen der Cordilleren nicht selten. In Australien sind die Gletscher auf die Südinsel von Neuseeland beschränkt, wo sie auf der regenreichen Westseite außerordentlich weit herabgehen. Am dürftigsten ist die Gletscherentwickelung in Afrika, da eine solche außer auf dem Kilimandscharo nirgends beobachtet werden dürfte. Dagegen zeigen die großartigsten Vergletscherungen die polaren Gebiete beider Hemisphären, woraus sich ergibt, dass die Gletscher vorzüglich ein polares Phänomen sind. Dort treten an Stelle der Ströme ausschließlich die Gletscher. Im nördlichen Norwegen, auf Island, Spitzbergen, Grönland, im Südpolargebiet, ja selbst an der Westküste Patagoniens reichen die Gletscher bis zum Meere hinab. Ihre unteren Enden rücken zunächst auf dem Grunde der Fjorde weiter vor, bis der Außenrand an einer Tiefe angekommen ist, wo die in das Meer eingetauchte Eismasse infolge ihres geringen specifischen Gewichtes emporgehoben und durch den Wellenschlag des Meeres oder sonst welches Ereignis losgerissen wird, worauf sie als schwimmender Eisberg von der Strömung des Meeres hinweggeführt wird und soge-

nanntes **Treibeis** bildet (vgl. S. 82). Unsere Tafel XIV zeigt nach Hermann **Berghaus** die Verbreitung der Gletscher und des Treibeises auf der Erde.

Die Ausdehnung und Verbreitung der Gletscher in der Gegenwart und überhaupt in geschichtlicher Zeit erscheint aber gering gegenüber den Dimensionen der Eisströme, der ausgedehnten Vergletscherung in vorhistorischen Zeitläuften. Nicht bloß in den Alpen und in anderen noch heute gletschertragenden Gebirgen war einst die Eisbedeckung unvergleichlich größer, sondern auch in Gegenden und an Orten, wo gegenwärtig keine Gletscher mehr vorkommen, haben in der Vorzeit solche von mächtigem Umfange bestanden. Spuren einer ehemaligen Vergletscherung erkennt man in den „erratischen" oder „Findlingsblöcken", welche oft weitab von dem Gebirge, dem sie entstammen, gefunden werden, im Moränenschutt, in gekritzten Geschieben und polierten Rundhöckern, welche man zusammen als **Glacialbildungen** bezeichnet und deren Existenz man namentlich in Europa und Nordamerika, aber auch in den anderen Erdtheilen nachgewiesen hat. Es muss in der sogenannten Diluvialperiode eine Zeit gegeben haben, in welcher das Klima weiter Erdbezirke bedeutend strenger war als heute und daher auch die Vereisung oder Vergletscherung mächtige Dimensionen annahm. Die Wissenschaft nennt diese Periode die **Eiszeit**. Die Erklärung derselben ist aber eine Aufgabe der Geologie und gehört nicht hierher.

Wie die Gletscher, so sind auch die **Quellen**, **Bäche** und **Flüsse** das Resultat der atmosphärischen Niederschläge; sie führen dem Ocean und den abflusslosen Landseen das Wasser zu, welches von der Verdunstung des Bodens, der Gewächse und der Gewässer übrig geblieben ist; von diesem großen Becken verdunstet es wieder, um seinen Kreislauf abermals zu beginnen. Da nun die Flüsse ein Resultat der Niederschläge sind, so muss sich auch in ihnen die Periodicität der letzteren wiederspiegeln und es ist möglich, einige Typen aufzustellen, um den Einfluss der Menge, Form und Periodicität der Niederschläge auf die Flüsse auszudrücken. **Woeikoff**, der sich mit diesem Gegenstande eingehend beschäftigte, hat folgende neun Flusstypen aufgestellt: a) Flüsse, welche ihr Wasser von der Schneeschmelze in den Ebenen und kleineren Höhen, etwa bis 2000 *m*, erhalten; z. B. die Flüsse des nördlichen Sibiriens. b) Flüsse, welche ihr Wasser von den Schneeschmelzen im Gebirge empfangen, wie der Amur und Syr-Darja, der Tarim und der obere Indus. c) Flüsse, welche ihr Wasser vom Regen erhalten und ihr Hochwasser in der wärmeren Jahreszeit haben, z. B. Orinoco und Congo, Nil, dann die großen Flüsse Chinas. d) Flüsse, die einen großen Theil ihres Wassers von den Regen erhalten, aber deren Hochwasser infolge der Schneeschmelze entsteht, z. B. die Flüsse des nördlichen und westlichen Sibiriens, des ganzen europäischen Russlands, Skandinaviens, des östlichen Deutschlands und des nordöstlichen Theiles der Vereinigten Staaten. e) Flüsse, welche ihr Wasser von den Regen erhalten; sie fließen beständig und sind höher in der kälteren Jahreszeit, aber die regelmäßige, jahreszeitliche Änderung ist unbedeutend; hierher gehören viele Flüsse Central- und Westeuropas, Neuseelands, sowie die Flüsse der östlichen Vereinigten Staaten. f) Flüsse, welche ihr Wasser von den Regen empfangen und viel höher in der kälteren Jahreszeit sind, wobei der Unterschied des regelmäßigen Hoch- und Niederwassers groß ist, ja die Flüsse sogar im Sommer theilweise versiegen, z. B. in Südeuropa, Kleinasien, Syrien, Nordafrika, Californien, Oregon, Chile, im Norden und Westen von Australien. g) Mangel an Bächen und Flüssen wegen der Trockenheit des Klimas, z. B. Sahara, Arabien. h) Gegenden, welche nur zu gewissen Jahreszeiten fließendes Wasser haben und auch dann nicht viel, wie z. B. die nördliche Krim, die Kirgisensteppen, die Plateauländer in Asien. i) Gegenden



Ueberschwemmung in der Gegend von Lâdari in Bornu (Centralafrika).
(Nach G. Nachtigal.)



ohne Flüsse, aber mit Gletschern, wo also die Flüsse durch Gletscher vollkommen ersetzt werden.

Auch die Landseen sind Resultate der Niederschläge. Sie werden gewöhnlich eingetheilt in abfließende und abflusslose, oder süße und salzhaltige. Im großen und ganzen deuten nach Woeikoff abfließende Seen auf ein feuchteres Klima, abflusslose auf ein trockeneres. Im Falle einer Vermehrung der Niederschläge, überhaupt eines feuchter werdenden Klimas ist folgende Reihenfolge möglich: Entstehen von Salzseen an Orten, an denen früher keine existierten, Vergrößerung derselben, Vereinigung einiger in einen größeren See, endlich Abfluss zum Ocean oder in einen anderen See, mit allmählicher Entsalzung. Bei trockener werdendem Klima wird die Reihenfolge folgendermaßen sein: Verwandlung eines abfließenden Sees in einen abflusslosen, allmählich versalzenden, Verminderung desselben, Theilung in einige Seen, dann periodische Seen, welche einen Theil des Jahres trocken liegen, endlich völlige Austrocknung. Wie die Gletscher in ihren Ausdehnungen oscillieren, so zeigen auch die Seen Schwankungen ihres Wasserspiegels, der je nach Perioden trockener und nasser Jahre steigt und sinkt; hierauf hat zuerst J. Hann 1867 aufmerksam gemacht, seitdem aber hat man diesem Gegenstande erhöhte Aufmerksamkeit zugewendet. Natürlich können außer klimatischen auch andere Ursachen auf die Verhältnisse der Seen Einfluss haben und dem einen mehr, dem anderen weniger Wasser zuführen.

Sind die Landseen und Flüsse als Producte des Klimas anzusehen, so müssen auch die meisten der durch dieselben veranlassten Überschwemmungen als klimatische Erscheinungen angesehen werden. Nach K. v. Sonklar entstehen die von Landseen hervorgebrachten Überschwemmungen, welche ihrer Bedeutung nach nur gering sind, auf folgende Weise: 1. durch vermehrten Zufluss; 2. durch aufgehobenen oder verringerten Abfluss; 3. durch Neubildung oder Wiederbildung eines Sees, und 4. durch starken Wind. Die Überschwemmungen der Flüsse sind ungleich bedeutsamer, weil sie überall und am häufigsten vorkommen. In regenarmen und ebenen Gegenden wirken sie segensreich durch ausgedehnte Benetzung und Befruchtung des Uferlandes (wie der Nil in Ägypten, Senegal und Gambia in Senegambien); in außertropischen Ländern sind sie dagegen gewöhnlich ein Princip der Zerstörung wegen der Unregelmäßigkeit ihres Auftretens, wegen ihrer erodierenden Wirkungen und wegen ihres feindseligen Verhaltens gegen die menschliche Culturarbeit. Erodierend oder aufbauend wirken die Überschwemmungen der Flüsse verändernd auf die Physiognomie der Erdoberfläche und selbst auf viele Verhältnisse ihrer Bewohner ein. Alle Überschwemmungen der Flüsse entstehen durch rapide Vermehrung der in den Betten angesammelten Wassermassen; diese letztere wird hervorgebracht: 1. durch Regengüsse, durch rasche Schneeschmelze oder durch beide zugleich; 2. durch plötzliche Ausbrüche von Seen; 3. durch Störungen im Abflusse der Flüsse, wie das Stocken des Eisganges, die Verlegung des Flussbettes durch Bergstürze und Murbrüche u. a.

Bei den tropischen Flüssen treten die Überschwemmungen, welche häufig an das Wunderbare grenzende Dimensionen annehmen, mit jener Regelmäßigkeit in Zeit und Höhe ein, mit der dort die Regenzeit selbst eintritt. Eine solche Überschwemmung in der Gegend von Lâdari in Bornu (Centralafrika) veranschaulicht unsere Abbildung nach G. Nachtigal. Bei den außertropischen Flüssen hängen die Überschwemmungen von den meteorologischen Zufälligkeiten ab; denn namentlich in der gemäßigten Zone wechseln bekanntlich sehr nasse und sehr trockene Jahre miteinander, so dass die Regenmenge eines Jahres zuweilen doppelt so groß ist als die eines anderen.

Die Wassermengen, welche bei Überschwemmungen von den Flüssen geführt werden, sind mitunter ganz unglaublich groß. So erreichte der Rhein bei Köln 1784 eine Höhe von 12·8 *m* über dem Nullpunkte des Pegels, der Arno bei Florenz 1845 15 *m*, der Mississippi soll zuweilen eine Höhe von 21·5 *m* über dem normalen Stande erreichen. Der Jang-tse-kiang hat wiederholt Tausende von Quadratmeilen auf einmal überschwemmt, der Hoangho hat bei Überschwemmungen seit 2500 Jahren seinen Lauf nicht weniger als neunmal geändert, so dass seine Mündung eine Oscillation von 5 Breitengraden durchmachte.

Angesichts der gewaltigen Dimensionen, welche zuweilen Hochwasserfluten auch heute erreichen, erscheinen die zahlreichen, bei den verschiedensten Völkern vorhandenen Traditionen von allgemeinen verheerenden Überschwemmungen, welche insgesammt einen mythischen Charakter angenommen haben und in auffälliger Weise mit dem mosaischen Berichte über die „Sündflut" [1]) übereinstimmen, leicht erklärlich. Die alten Bücher der Chinesen erzählen von einer großen Flut, welche der erzürnte Gott aussandte, um die verderbte Menschheit zu vernichten, dass aber Niu-wa (Noah) durch Holz das Wasser bezwungen und das Himmelsgewölbe mit einem wunderbaren Stein von fünf Farben (dem Regenbogen) wieder geschlossen habe. Verwandt sind die Mythen von Sathaurate bei den Indern, von Sisithros bei den Jaziden, von Xisuthrus in Assyrien. Ähnliche Sagen finden sich bei den Indianern Nordamerikas und auch in Südamerika fehlen sie nicht. Die Indianer am Orinoco erzählten Humboldt, dass „zur Zeit des großen Wassers" ihre Vorfahren in Canoes bis zu den höchsten Felsenspitzen gelangt seien; die Chibcha, die Ureinwohner Neugranadas, glauben, dass der erzürnte Gott Chibchacum einst eine große Überschwemmung sandte, dass alles Volk auf die Höhen flüchtete, bis endlich Bochica auf einem Regenbogen erschien und den Abfluss der Gewässer bewerkstelligte. Allen derartigen Überlieferungen lagen unzweifelhaft thatsächliche Vorgänge zugrunde, nur dass die Annahme einer Allgemeinheit und Gleichzeitigkeit der Überflutung wissenschaftlich nicht haltbar ist. Zur Erklärung dieser einzelnen Hochfluten aber geologische Vorgänge heranzuziehen, erscheint uns nicht nothwendig, da sie als meteorologische Wirkungen vollkommen plausibel sind.

---

[1]) Die Benennung „Sündflut" ist nicht von Sünde herzuleiten, sondern von dem altdeutschen Worte Sintflut (große oder allgemeine Flut), wie denn noch Luther stets „Sindflut" schrieb.

Achtes Capitel.

Elektrische Erscheinungen in der Atmosphäre.

Luftelektricität. — Gewitter. — Arten der Blitze. — Der Donner. — Das Wetterleuchten. — St. Elmsfeuer. — Blitzwirkungen. — Zunahme der Blitzschläge in Deutschland. — Blitzableiter. — Der Hagel. — Entstehung der Gewitter. — Wirbelgewitter und Wärmegewitter. — Vulcanische Gewitter. — Fortpflanzung der Gewitter. — Häufigkeit und geographische Vertheilung der Gewitter.

Der erste, welcher elektrische Spannungen der Atmosphäre auch bei vollkommen heiterem Himmel vermuthete, war der Franzose Desaguliers (geb. 1683, gest. 1741) und Le Monnier gelang es, durch entscheidende Experimente diese Ansicht 1752 zu bestätigen. Welches aber der Ursprung dieser atmosphärischen Elektricität ist, wissen wir bis heute noch nicht. Man hat versucht, die Entstehung derselben aus Thermoströmen, aus der Condensation und Verdampfung des Wassers und aus Reibungsvorgängen in der Atmosphäre zu erklären, doch ist es keiner dieser Hypothesen gelungen, sichere Beweise für ihre Richtigkeit beizubringen. Endlich wurde auch von Peltier die Theorie aufgestellt, dass die reine Luft unelektrisch und vollständig unfähig sei, irgend einen elektrischen Zustand anzunehmen, dass vielmehr die Erde Ursache der elektrischen Erscheinungen der Atmosphäre sei, indem dieselbe seit ihrem Bestande eine negative Ladung besitze. Mag man nun den Sitz der Luftelektricität in der Atmosphäre selbst, oder in der Erde suchen, für die Betrachtung der elektrischen Erscheinungen im Luftkreise ist die Lösung dieser Frage nur von nebensächlicher Bedeutung.

Soviel ist durch Beobachtungen festgestellt worden, dass die atmosphärische Elektricität in allen Gegenden der Erde vorwiegend positiv ist, und zwar stets bei heiterem oder bewölktem trockenen Wetter. Durch Regen und Schnee, besonders aber durch Gewitter- und Hagelerscheinungen wird die Spannung der Elektricität vergrößert, wobei häufig negative Elektricität auftritt. Nebel steigert die positive Spannung der Elektricität. Die Wolken sind nach den Beobachtungen Dellmanns in verschiedenen Theilen entgegengesetzt elektrisch; der Kern derselben scheint stets negativ elektrisch zu sein, die ihn rings umgebenden Massen aber positiv. Polare Winde steigern die elektrische Spannung, während äquatoriale Winde dieselbe verringern, wie die Untersuchungen Neumayers und Dellmanns dargethan haben. Ferner ergibt sich aus zahlreichen Beobachtungen eine Zunahme der Intensität der Luftelektricität mit der Erhebung in der Atmosphäre.

Die atmosphärische Elektricität hat eine tägliche und eine jährliche Periode. Erstere erscheint durch zwei Maxima und zwei Minima charakterisiert. Hiervon tritt das erste Maximum zwischen 8 und 9 Uhr morgens ein, das zweite und gewöhnlich stärkere nach Sonnenuntergang; letzteres hält oft während der Nacht an. Ein Minimum stellt sich vor Sonnenaufgang ein, das zweite,

gewöhnlich veränderliche, beobachtet man in den Nachmittagsstunden. Der Gang der Luftelektricität in der jährlichen Periode ist sehr unregelmäßig, jedoch findet im allgemeinen das Maximum in der kälteren, das Minimum in der wärmeren Jahreszeit statt. Da der tägliche Gang der Luftelektricität fast genau jenem des Luftdruckes entspricht, so liegt es nahe, die Entwickelung der atmosphärischen Elektricität von der Wirkung der Sonnenwärme oder des Wasserdampfes oder aus der vereinten Wirkung beider abzuleiten.

Die bedeutsamste Äußerung der Luftelektricität bildet das **Gewitter**, welches zugleich eine der großartigsten Naturerscheinungen ist. Der Ausgangspunkt oder Herd eines Gewitters stellt sich uns innerhalb gewisser Wolken dar, welche ein sehr charakteristisches Aussehen haben. Die gewöhnlichen **Gewitterwolken** sind eigenthümlich gestaltete Haufenwolken mit einer Unterfläche von meist graublauer Färbung. Während die untere Begrenzung der Gewitterwolken stets eine mehr oder weniger ebene Fläche bildet, erscheint ihre obere Begrenzung uneben und zerrissen. In den meisten Fällen sind die Wolken, welche sich zu einem Gewitter ausbilden, anfänglich klein und nehmen rasch an Umfang zu, so dass es scheint, als wenn sie aus sich heraus wüchsen, und bedecken in kurzer Zeit den vorher meistens blassblauen Himmel. Sehr auffällig ist die eigenthümliche, in vielen Contrasten spielende Beleuchtung; an einigen Stellen sind die Farben dunkelgrau, und dicht daneben befinden sich gelbliche Streifen, zuweilen, insbesondere bei Sonnenuntergang, liegen im Westen mächtige Längsstreifen, die allmählich in Grau und Stahlblau übergehen. Durch dieses verschiedene Farbenspiel erhält manchmal die ganze Landschaft ein eigenartiges Aussehen. Als die Ursache dieser verschiedenen Färbungen hat man nach H. **Klein** die häufig bedeutenden Unterschiede in der Dicke der Gewitterwolken anzusehen; häufig wechseln hochaufgethürmte Wolkenmassen mit dünnen Schichten, die dichten Massen werden stets dunkelgrau erscheinen, die dünneren hellgrau oder gelblichweiß bis weiß. Merkwürdig ist die mitunter äußerst geringe Dicke der Gewitterwolken; es sind Beobachtungen gemacht worden, denen zufolge die Dicke der Wolken nicht mehr als 38 *m*, ja sogar kaum 9 *m* betrug. Auch die Höhe der Gewitterwolken ist verhältnismäßig gering und scheint fast nie bis zur Höhe der Cirrusregion hinanzureichen, was schon daraus hervorgeht, dass die eigentliche Cirruswolke von den heftigen Bewegungen der unteren Luftschichten während der Gewittererscheinungen nicht berührt wird. Doch variieren die Angaben über die Höhen von Gewitterwolken zwischen sehr weiten Grenzen. Nach **de l'Isle** wurden über Paris Gewitterwolken in einer Höhe von 8080 *m* beobachtet; **Chappes** Beobachtungen in Sibirien ergeben eine Höhe von 3340 bis 3470 *m*; oft ziehen Gewitter über dem 4810 *m* hohen Gipfel des Montblanc hinweg; H. **Klein** gibt auf Grund von Messungen als obere Grenze der Gewitterwolken die Höhe von 5000 *m*, die gewöhnliche Höhe zu 1500 bis 2000 *m* an. Doch wurden Gewitter beobachtet, bei denen die Wolken nicht mehr als 70, ja selbst nur 30 *m* über dem Erdboden schwebten.

In den Gewitterwolken findet man freie Elektricität, bald positive, bald negative. Sie wirken, ebenso wie andere elektrisierte Körper, vertheilend in die Ferne. Die ihnen eigenthümliche Elektricität zieht in den Körpern, welche sich in ihrer Nähe befinden, die entgegengesetzte Art der Elektricität an und stößt die gleichnamige Art der Elektricität ab. Diese elektrische Vertheilung findet sowohl zwischen den verschiedenen Wolken, als auch zwischen der elektrischen Wolke und der Erde statt. Schwebt also z. B. eine mit freier positiver Elektricität angefüllte Wolke über der Erde, so stößt sie die gleichnamige Elektricität ab und diese begibt sich in die Tiefe der Erde, die negative dagegen wird angezogen



Gewitter im Gebirge.

(Nach Klein u. Thomé »Die Erde und ihr organisches Leben«.)



und besonders die Wassermassen, oberflächliche sowohl wie unterirdische, werden mit dieser entgegengesetzten Elektricität geladen. Gegenstände an der Erdoberfläche, Berge, Thürme, Häuser, Bäume, bilden nur die Zwischenleiter. Die



Photographie eines Zickzackblitzes.



Photographie von Zickzackblitzen.

elektrische Spannung ist keineswegs überall gleich, sondern an einzelnen Stellen stärker, an anderen schwächer. Ist dieselbe groß genug, den Widerstand der dazwischen liegenden Luft zu überwinden, so findet eine Ausgleichung der Elektricitäten

durch den Blitz statt, welcher gewöhnlich von einem heftigen Knall, dem Donner, begleitet ist. Der Blitz nimmt seinen Weg über diejenigen Zwischenleiter, welche ihm den geringsten elektrischen Widerstand entgegensetzen. Sehr häufig gleichen sich entgegengesetzte Spannungen in der Atmosphäre aus und die Blitze erfolgen dann in der Höhe.

Der erste, welcher den Beweis dafür lieferte, dass der Blitz nichts anderes als ein elektrischer Funke sei, war Benjamin Franklin 1752, indem er unter einer Gewitterwolke einen Drachen steigen ließ, der mit eisernen Spitzen versehen war. Sobald die Schnur des Drachen durch den Regen nass geworden, begann sie als Leiter zu wirken. Die Elektricität der Gewitterwolke zog die entgegengesetzte Elektricität aus den Spitzen des Drachen an sich und trieb die gleichnamige Elektricität in die Schnur hinab, aus welcher Franklin daher Funken ziehen konnte, die ganz von derselben Natur waren, wie die, welche er mit einer Elektrisiermaschine hervorzubringen vermochte.

Nach Aragos Eintheilung unterscheidet man drei Arten der Blitze: Zickzackblitze, Flächenblitze und Kugelblitze. Er charakterisiert dieselben in folgender Weise: Die Zickzack- oder Linienblitze, welche am häufigsten vorkommen, scheinen aus einem gedrängten, schmalen und an seinen Rändern scharf begrenzten Lichtstrahle oder Lichtstreifen zu bestehen. Diese Blitze sind weder immer weiß, noch überhaupt immer von derselben Farbe. Die Meteorologen haben ihrer Aussage nach purpurfarbene, violette und bläuliche beobachtet. Ungeachtet ihrer unglaublich großen Geschwindigkeit bewegen diese Blitze sich doch nicht in gerader Linie. Im Gegentheile schlängeln sie sich gewöhnlich und beschreiben im Raume vollkommen deutliche Zickzacklinien. Doch sind diese letzteren nicht gebrochene Linien mit wenigen und spitzen Winkeln, wie man sie oft abgebildet sieht, sondern vielmehr Linien mit zahllosen kleinen Krümmungen, ungefähr in der Weise, in welcher auf unseren Landkarten der Lauf eines Flusses dargestellt wird. Deutlich zeigen dies unsere beiden Abbildungen, Reproductionen von Blitzphotographien nach Selinger. Das Licht der Flächenblitze ist nicht mehr in geschlängelten Linien von sehr geringer Breite concentriert, sondern gerade im Gegentheile über sehr große Oberflächen ausgebreitet; auch hat es weder die Weiße noch die Lebhaftigkeit des Lichtes der Zickzackblitze. Oft hat es eine sehr intensive Färbung; von Zeit zu Zeit herrscht darin auch Blau oder Violett vor. Die Flächenblitze scheinen bisweilen nur die Umrisse der Wolken, von denen sie ausgehen, zu erleuchten. Bisweilen verbreitet sich ihr lebhaftes Licht aber auch über die ganze Oberfläche dieser Wolken und scheint sogar aus ihrem Innern zu kommen. Man könnte dann in Wahrheit sagen, dass die Wolken sich öffnen. Dies ist ein Ausdruck aus dem Volksmunde, aber er ist sehr bezeichnend für die Erscheinung. Die Kugelblitze (globuläre Blitze) unterscheiden sich von den vorhergehenden durch ihre Dauer, durch ihre Geschwindigkeit und auch durch ihre Form. Es sind dies elektrisch feurige Massen, welche in der Regel ihrer Form nach jener der Kugel mehr oder weniger nahekommen und sich im Gegensatze zu den beiden ersten Blitzarten verhältnismäßig langsam bewegen, so dass man ihrer Bewegung mit dem Auge vollständig folgen kann. Denn während die Zeitdauer der Zickzack- und Flächenblitze nur sehr kleine Bruchtheile einer Secunde (nach Arago kaum ein Tausendstel einer Secunde) ergibt, sind die Kugelblitze während ein, zwei, zehn und mehr Secunden sichtbar. Zuweilen verschwinden sie geräuschlos, ohne irgend einen Schaden anzurichten oder auch nur eine Spur zu hinterlassen, häufig aber explodieren sie unter heftigen Donnerschlägen und richten ganz dieselben Zerstörungen an wie gewöhnliche Blitze.

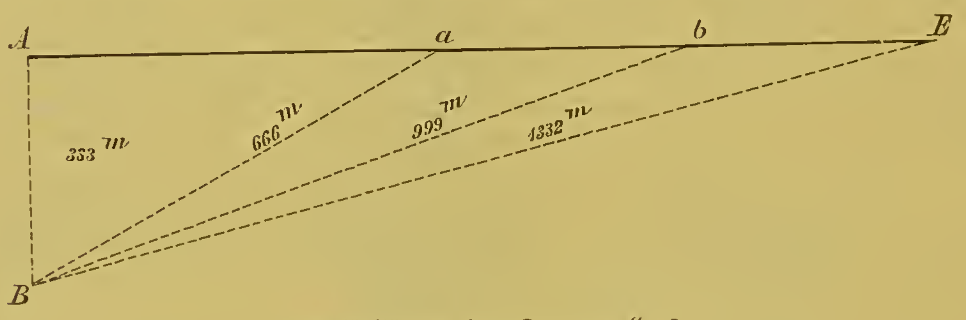
Zur Zeit Aragos († 1853) und auch später noch wurde die Existenz solcher Kugelblitze überhaupt vielfach in Zweifel gezogen, und selbst gegenwärtig sind sie sehr räthselhafte Erscheinungen, aber durch zahlreiche Beispiele vollkommen verbürgt. So schlug am 8. Februar 1860 um $1^{1}/_{2}$ Uhr nachmittags, wie H. Klein berichtet, der Blitz in das Schulhaus zu Bonin im Departement Loire, als die Schüler eben das Nachmittagsgebet hersagten. Der Blitzschlag machte sich zunächst dadurch bemerklich, dass Kalk, Holz und Steine unter die Kinder fielen, wodurch ein lautes Geschrei entstand. Darauf rollte ein kleiner Feuerball unter die Bänke, an dem Lehrer vorbei, der nur an den Kleidern beschädigt wurde. Sein Sohn dagegen, welcher unter einer Lampe saß und drei oder vier andere Schüler wurden getödtet. Der Feuerball nahm seinen Weg ins Freie durch eine Fensterscheibe, in welche er ein rundes Loch bohrte, ohne sie sonst zu beschädigen, während alle übrigen Scheiben zertrümmert wurden. Über ein interessantes Beispiel eines Kugelblitzes berichtet Dr. Johann Müller auf Grund einer Mittheilung Huguenys aus Straßburg. Am 13. Juli 1869 zog gegen Abend von Südwesten her ein Gewitter ohne Regen heran. Um 7 Uhr 7 Minuten traf unter furchtbarem Krachen ein Zickzackblitz einen Pappelbaum der Rheininsel bei der Kehler Schiffbrücke. Gleich darauf bewegte sich von der Gegend dieses Pappelbaumes aus in fast horizontaler Richtung eine elektrische Feuerkugel gegen einen 840 *m* entfernten, in der Nähe des Zollhauses stehenden Kastanienbaum, um an demselben unter Explosion zu verschwinden. Die Feuerkugel, welche die Größe einer Kanonenkugel zu haben schien, legte den 840 *m* langen Weg von der getroffenen Pappel bis zum Kastanienbaum in 3·5 Secunden zurück. Ein Theil des Kugelblitzes, welcher den Kastanienbaum getroffen hatte, drang am Stamme herab in den Boden, zum Theile aber traf er drei Soldaten des französischen Wachtpostens, welche auf einer unter dem Baume befindlichen Bank gesessen hatten. Zwei derselben wurden durch den Schlag sogleich getödtet und der dritte schwer verletzt. Die jüngsten Beobachtungen von Kugelblitzen, über die Berichte vorliegen, datieren aus den Jahren 1876, 1877, 1881, 1882, 1883, 1884 und 1886.

Die Geschwindigkeit des Blitzes ist eine außerordentlich große; sie beträgt längs eines isolierten Drahtes ungefähr 63.000 geographische Meilen oder 468.000 *km* in der Secunde, also um etwa die Hälfte mehr als diejenige des Lichtes.

Die den Blitz gewöhnlich begleitende Schallerscheinung, welche wir kürzere oder längere Zeit nach der Lichterscheinung des Blitzes hören, nennt man Donner. Derselbe entsteht dadurch, dass die Luft auf dem ganzen Wege der elektrischen Entladung durch deren Wärmewirkung plötzlich ausgedehnt wird und dann mit großer Heftigkeit sich wieder zusammenzieht. Obwohl Blitz und Donner gleichzeitig entstehen, hören wir doch den letzteren immer später, als wir den ersteren sehen. Die Ursache hiervon ist die, dass sich das Licht ganz unverhältnismäßig schneller fortpflanzt als der Schall. Das Licht bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von 41.000 geographischen Meilen oder 304.000 *km* in der Secunde, während der Schall in derselben Zeit nur etwa 340 *m* (genauer 333 *m*) zurücklegt. Aus der Zeitdauer, die zwischen dem Aufleuchten des Blitzes und dem nachfolgenden Donner verfließt, findet man daher näherungsweise die kürzeste Entfernung dieses Blitzes vom Beobachter in Metern, wenn man die Zahl der Secunden zwischen Blitz und Donner mit 340 multipliciert oder auch, indem man für jede 3 Secunden etwa 1 *km* rechnet. Die Art des Schalles, den wir Donner nennen, ist in verschiedenen Fällen eine sehr verschiedene; sie ändert sich namentlich auch mit der Entfernung des Ortes, an welchem der Blitz erfolgt,

vom Beobachter. Erfolgt der Blitzschlag in unmittelbarer Nähe desselben, so hört er den Donner zumeist als einen einzigen kurzen Schlag, als ein Geräusch, welches man jenem vergleichen kann, das beim raschen Zerreißen von Papier entsteht; oder es entsteht wohl auch ein Donner, vergleichbar dem Knalle eines Flintenschusses. Bei einiger Entfernung aber folgt dem Blitze ein mehr oder minder scharfes Krachen und dieses geht dann in ein langsam verhallendes Gepolter über, in das sogenannte Rollen des Donners, welches desto tiefer zu werden scheint, je länger es währt. Auffallend an letzterem ist namentlich die lange Dauer desselben und sein allmähliches Anschwellen, beziehungsweise das immer dumpfer werdende Verhallen.

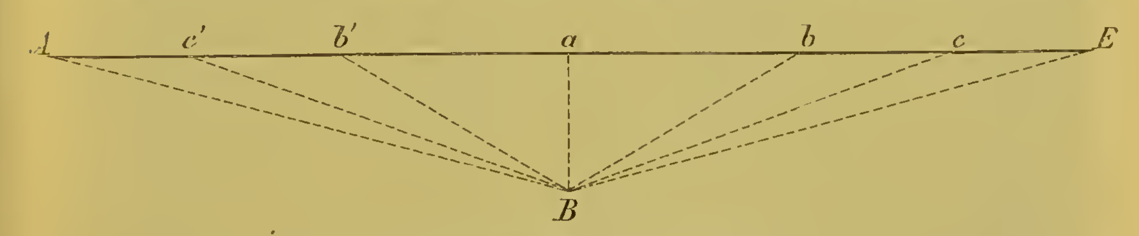
Dass der Blitz dem elektrischen Funken vergleichbar sei und der Donner dem Geräusche entspreche, welches beim Überschlagen jenes Funkens in der Luft entsteht, hat man schon frühe erkannt; der erste, welcher diese Ansicht aussprach, war Dr. Wall 1698. Um aber den Zusammenhang der optischen und akustischen Erscheinung zu erklären, wurden die verschiedensten Theorien von Becquerel, Monge, Tessan, Boutan, van Mons, Jobart und C. Kuhn aufgestellt, auf die wir jedoch nicht eingehen können. Große Schwierigkeiten bereitete den Physikern die Erklärung des Donnerrollens. Man fasste dasselbe lange als eine Echowirkung auf. Dass im Gebirge Felswände, Wälder, Berge einen Wiederhall des Donners



Zur Erklärung des Donnerrollens.

erzeugen, ist leicht einzusehen; aber auch in Ebenen und auf dem Meere vernimmt man in der Regel ein längeres oder kürzeres Rollen. Dass aber auch die Wolken zur Hervorrufung von Echowirkungen befähigt sind, ist sehr zweifelhaft. Auch kann die Erscheinung des Donnerrollens deshalb nicht einzig und allein als eine Echowirkung angesehen werden, weil das Rollen nicht als ein vom Anfange bis zu seinem Ende gleichmäßig zu- oder abnehmendes Geräusch gehört wird; man beobachtet vielmehr häufig ein Anschwellen, dann wieder ein Abnehmen, hierauf neuerdings ein kräftigeres Einsetzen u. s. w., Erscheinungen, die alle darauf hinweisen, dass wir bei der Erklärung des Donnerrollens wohl auch auf die Beschaffenheit des Blitzes selbst Rücksicht nehmen müssen. Die folgenden Betrachtungen sollen die Sache klar machen. In der ersten beigefügten Figur stelle die Strecke A E den Verlauf eines Blitzes dar, den der Beobachter in B, der außerordentlich großen Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes wegen, seinem ganzen Verlaufe nach im selben Momente wahrnimmt. Ist A von B 333 *m* entfernt, so vernimmt der Beobachter nach einer Secunde (bei 0° C.) den Donner, der in A durch den Blitz hervorgerufen wird; der in a erzeugte Schall gelangt erst in zwei Secunden, der in b erzeugte in drei Secunden und endlich der im Endpunkte E des Blitzes erregte Schall nach vier Secunden an das Ohr des Beobachters. Der Donner würde also in diesem Falle vier Secunden gedauert haben und seine Stärke hätte

für den Beobachter in B von Secunde zu Secunde gleichmäßig abgenommen, entsprechend der fortwährend wachsenden Entfernung, aus welcher der Schall hergekommen ist. Anders muss sich jedoch das Donnerrollen gestalten, wenn der Beobachter in B zu der den Verlauf des Blitzes darstellenden Linie AE in der Stellung sich befindet, die in der zweiten Figur dargestellt ist. Hier kann der Donner offenbar nicht mehr mit der größten Stärke einsetzen und dann vollkommen gleichmäßig abnehmend, endlich ganz verlöschen. Hier vernimmt der Beobachter nämlich zuerst den Donner aus a, dann aber gleichzeitig den Donner aus b und aus b'; der weitere Verlauf ist allerdings wieder gleichförmig; es gelangen dann gleichzeitig die Schallerregungen aus c und c' und hierauf gleichzeitig jene aus A und E zur Wahrnehmung des Beobachters. Nun zeigen uns aber die Blitzphotographien, dass die sogenannten Zickzackblitze zumeist mehr oder weniger verzweigt sind, wodurch das Schallphänomen noch complicierter werden muss. Dies zeigt uns die Zeichnung auf S. 304, welche auf Grund einer Blitzphotographie nach R. Haensel angefertigt ist. Die vom Mittelpunkte B, dem Standpunkte des Beobachters, aus in gleichen Abständen voneinander gezogenen concentrischen Kreise verbinden jene Punkte der Blitzbahnen, welche vom Beobachter gleich weit entfernt waren, also zur selben Zeit Schallwellen seinem Ohre zusandten. Sonach gelangten zunächst die in den Punkten a_1 bis a_4 erregten Schallwellen nach B, hiernach jene aus den Punkten b_1 bis b_5 u. s. w.; dem Beobachter müssen der



Zur Erklärung des Donnerrollens.

Reihe nach Schallwellen aus 4, 5, 5, 4, 6, 12, 9, 7, 6, 6, 6 u. s. w. Punkten zugekommen sein. Schon aus dieser Übersicht kann man erkennen, dass der Donner, der diesem verzweigten Blitze folgte, von einem Beobachter in B als sehr mannigfaltiges Rollen hätte vernommen werden müssen. In Wirklichkeit musste diese Mannigfaltigkeit aber noch dadurch eine wesentliche Steigerung erfahren, dass die einzelnen Blitzstrahlen durchaus nicht von gleicher Intensität waren, dass also auch der von ihnen erzeugte Donner für jeden Strahl eine andere, eben seiner Intensität entsprechende Stärke erlangt haben muss.

Nun kommt aber noch ein Umstand in Betracht, welcher mannigfach verändernd auf die Intensität und die Art des Donners einwirken muss; es ist dies die Wirkung des Mediums, in welchem der Blitz auftritt und in welchem sich das Donnergeräusch fortpflanzt. Bei der oft sehr bedeutenden Länge des Blitzstrahles kann das Medium, welches dieser längs seiner ganzen Bahn antrifft, um so weniger als ein gleichförmiges betrachtet werden, als eben gerade während eines Gewitters anormale Verhältnisse in der Atmosphäre herrschen. Der Blitz wird somit ohne Zweifel Schichten durcheilen, die ihm ganz wesentlich verschiedene Widerstände darbieten werden. Die Widerstände ändern sich nämlich mit der Dichte der Luft, mit der Temperatur derselben und mit ihrem Wassergehalte. Findet aber der Blitz im Verlaufe seiner Bahn verschiedene Widerstände, so muss auch der durch ihn in den einzelnen Punkten seiner Bahn erzeugte Schall ein sehr

verschiedener sein. Wie nun das Medium auf die Erzeugung des Schalles einwirkt, so macht sich die Wirkung des ersteren auch auf die Fortpflanzung des durch den Blitz erzeugten Schalles von der Blitzbahn aus bis an das Ohr des Beobachters hin geltend. Wir sehen also, das Gesagte überblickend, daſs der Donner eine sehr complicierte Erscheinung ist.



Zur Erklärung des Donnerrollens.

Verhältnismäßig gering ist die Entfernung, auf welche der Donner gehört wird; der Abstand, in welchem man selbst sehr heftige Donnerschläge noch vernehmen kann, scheint 25 *km* nicht zu überschreiten, während starke Kanonenschüsse auf mehr als die vierfache Entfernung unter Umständen noch gehört werden. Der Unterschied liegt eben darin, daſs das Geräusch des Donners sich von den oberen dünnen Luftschichten nach den dichteren, unteren hin verbreitet, während der Schall

des Kanonendonners sich nur durch die tieferen, dichteren Lagen fortzupflanzen braucht. Bisweilen kann man es sogar oben in der Luft lebhaft blitzen sehen, ohne irgend welchen Donner zu hören. Ob es aber auch Donner ohne Blitze gibt, scheint zweifelhaft; vorliegende Beobachtungen können leicht auf Täuschungen beruhen, da z. B. auch Meteorsteinfälle, Erdbeben und Lawinenstürze donnerartige Geräusche erzeugen.

Blitze ohne Donnerbegleitung treten auch bei dem sogenannten Wetterleuchten auf, jenen geräuschlosen elektrischen Entladungen, die man häufig an schwülen Sommerabenden gegen den Horizont hin beobachtet. Die meisten Meteorologen sind der Ansicht, dass das Wetterleuchten nichts anderes als der Reflex von Blitzen eines entfernten Gewitters sei, wie man ja auch oft beobachten kann, dass ein sich entfernendes Gewitter allmählich in Wetterleuchten übergeht. Auch H. Klein gibt zu, dass das Wetterleuchten in vielen, vielleicht sogar in den meisten Fällen durch weit entfernte Gewitter seine Erklärung finden kann, tritt aber anderseits mit Entschiedenheit dafür ein, dass sich dasselbe bisweilen als besondere Art elektrischer Entladung darstelle, die sich vielleicht auf der von der Erde abgewandten Seite der Wolken vollziehe. Er weist namentlich darauf hin, dass vieljährige Beobachtungen in Bern ein Maximum der Gewitter im Juli, des Wetterleuchtens aber im August zeigen und dass an vielen Orten Wetterleuchten zu sehen war, während in weitem Umkreise ringsum kein Gewitter beobachtet wurde.

Eine ganz eigenthümliche Form elektrischer Entladung, die hier besprochen werden muss, ist das St. Elmsfeuer. Dasselbe war schon den Alten unter dem Namen „Kastor und Pollux" bekannt. Die italienischen Seefahrer des Mittelalters hielten bei stürmischer See sein Auftreten für glückbedeutend und schrieben es dem heiligen Erasmus (ital. Ermo, Elmo) zu, woher der Name St. Ermusfeuer stammt, welcher nach und nach in die jetzt übliche Form übergieng. In einigen Theilen des Mittelmeeres sind auch die Bezeichnungen St. Nikolaus, St. Clara oder St. Helena in Gebrauch, bei den Portugiesen der Name Corpo-Santo, bei den Engländern Comazant. Eine starke Spannung der Elektricität veranlasst nicht selten ein Leuchten hervorragender Theile hochgelegener Objecte, und zwar namentlich dann, wenn diese Elektricitätsleiter sind. Das St. Elmsfeuer scheint am häufigsten in Gebirgen und auf der See vorzukommen. Es wird an Thurmspitzen, Masten, Blitzableitern, im Walde an Ästen und Blättern der Bäume in der Gestalt leuchtender Büschel sichtbar. Aus dem Alterthume wird berichtet, dass römische Soldaten des Nachts im Lager ihre Lanzenspitzen und Helme leuchten sahen. Besonders häufig wird das Elmsfeuer auf Berggipfeln beobachtet; Hochtouristen nehmen oft an den Spitzen ihrer Alpenstöcke und Eispickel leuchtende Flämmchen wahr, selbst die Kleiderstoffe, die Federn und Blumen auf den Hüten beginnen zu leuchten und die Köpfe erscheinen zeitweilig wie von einem Strahlenkranze umgeben. Man hat zwischen positiv und negativ elektrischen Elmsfeuern zu unterscheiden. Die positiven Lichtbüschel haben einen deutlich ausgebildeten, röthlichweißen Stiel, der sich in die Büschel fortsetzt. Die Strahlen der Büschel sind außerordentlich fein, wenig gekrümmt, divergierend und gegen die Enden violett. Die einzelnen Strahlen haben eine Länge von 1·5 bis 3 *cm* und können selbst 5 bis 6 *cm* lang werden. Die negativen Büschel sitzen auf einem feinen Lichtpunkte und sind von so zarter Structur, dass die einzelnen Fäden nicht unterschieden werden können. Der Lichtpunkt ist von einer schwach leuchtenden Hülle umgeben, welche sich wie ein Blütenkelch zu einem Büschel erweitert. Die Länge des gesammten Büschels bleibt stets unter 1 *cm*. Gewöhnlich vernimmt man ein eigenthümliches Sausen und Knistern, welches die Lichterscheinung des Elmsfeuers begleitet. Da

dieses Geräusch auch bei Tage wahrgenommen wird, folgt daraus, dass dann nur das Lichtphänomen nicht sichtbar ist. Nach den Untersuchungen Haltermanns tritt das Elmsfeuer meist bei Gewitter oder bei Unwetter mit starker Wolkenbildung auf, noch häufigere Begleiter sind Niederschläge; unter diesen scheinen der Bildung des Elmsfeuers die bei starkem Winde stattfindenden Schnee- und Hagelschauer besonders günstig zu sein. Von der Windstärke scheint die Entstehung der Elmsfeuer unabhängig zu sein, dagegen ergibt sich, dass sie meistens auf der vorderen

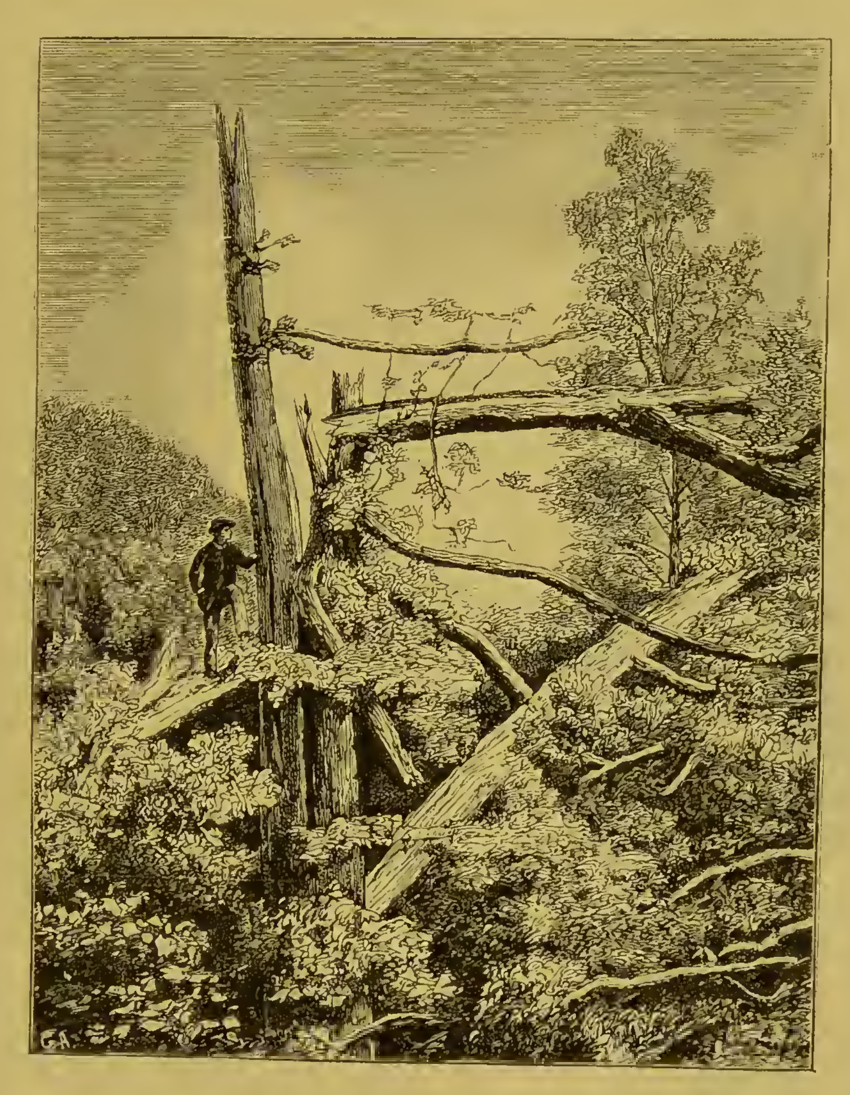


St. Elmsfeuer auf dem Meere.

Seite von Depressionen entstehen; hiermit stimmt die Beobachtung einer die meisten Elmsfeuer begleitenden Abnahme des Luftdruckes überein. Was die geographische Verbreitung dieser Erscheinung auf dem Meere betrifft, so scheint das Gebiet des Passates, wenn derselbe beständig weht, überall frei von Elmsfeuer zu sein. Günstig für die Bildung desselben erscheint der Meerestheil, welcher polwärts von 30° Breite beginnt und hier besonders die westliche Hälfte der Meere, wo die warmen Ströme, der Golfstrom und der Kuro Schio, mit ihrer häufigen Gewitter- und Wolken-

bildung vorherrschen. Diese Verbreitung scheint auch die Ansicht zu bestätigen, dass die Elmsfeuer Büschelentladungen der durch Wolkenelektricität erzeugten Influenzelektricität sind.

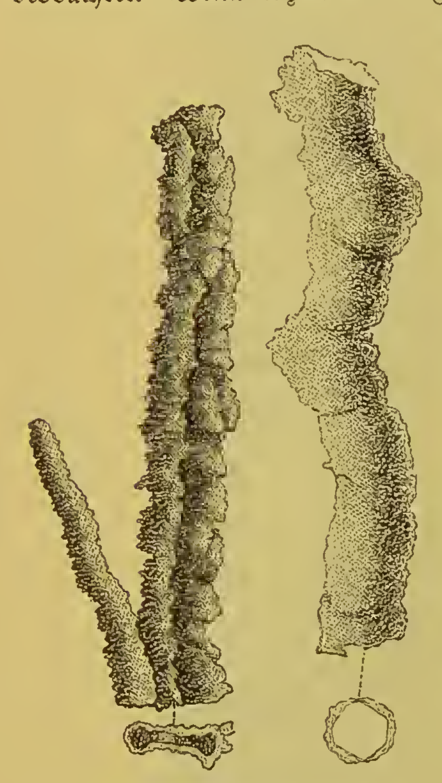
Die meisten elektrischen Entladungen durch Blitze scheinen von Wolke zu Wolke stattzufinden, indessen sind Entladungen zwischen Wolke und Erde häufig; in letzterem Falle sagt man, es habe eingeschlagen. Dabei zeigt der Blitz als elektrischer Funken alle Eigenthümlichkeiten des letzteren; er folgt stets den besseren



Vom Blitze zerschmetterte Eiche. (Nach einer Photographie.)

Leitern, also den Metallen, den feuchten Körpern und dem Wasser, und wählt den nächsten Weg, zur Erde zu gelangen. Nicht selten springt er von dem besseren Leiter ab, wenn er auf einem anderen Wege rascher die Erde erreichen kann. Vor allem nimmt er seinen Weg gern gegen hervorragende, besonders spitz zulaufende Gegenstände. Daher sind Kirchthürme, Schiffsmasten, Bäume in hohem Grade den Blitzschlägen ausgesetzt. Beim Einschlagen übt der Blitz öfters eine außerordentliche Gewalt aus: die schlechten Leiter werden durchbrochen, weit umher

geschleudert, entzündet, zersplittert u. dgl. Um metallische Gegenstände zu erreichen, durchbricht der Blitz bisweilen sogar dickes Mauerwerk; dünne Metallmassen, besonders Drähte werden nicht selten durch den Blitz geschmolzen. An Bäumen wird bei Blitzschlägen häufig die Rinde in schraubenförmigen Windungen abgeschält, seltener wird der Stamm zersplittert. Bisweilen wirkt der Blitz entzündend, bisweilen aber zerschmettert er leicht entzündbare Dinge, ohne Feuer hervorzurufen. Einen solchen Blitzschlag nennt der Volksmund einen „kalten Schlag". Selbst Pulvermagazine wurden vom Blitz getroffen, Pulverfässer hierbei zerschmettert, aber es erfolgte keine Entzündung. Feuchte Luft, Ausdünstungen und Rauch ziehen den Blitz an; ob dies auch Luftzug zu thun vermag, ist noch nicht zur Genüge beobachtet. Wenn letzteres der Fall wäre, dann müssten fahrende Eisenbahnzüge häufig vom Blitze getroffen werden; und doch geschieht letzteres so selten, dass A. v. Urbanitzky nur drei Fälle anführen kann. Freilich können einerseits die Schienenstränge, sowie auch zahlreiche Telegraphen- und Signalleitungen die elektrischen Entladungen aufnehmen, anderseits findet eine elektrische Entladung, die thatsächlich den fahrenden Zug getroffen hat, an der Locomotive und den einzelnen Wagen desselben so bedeutende Metallmassen, dass sie wohl auch unbemerkt durch dieselben ihren Verlauf zur Erde nehmen kann. Wenn der Blitz in Felsen einschlägt, so kann er durch seine Wärme die Oberfläche derselben auf kleineren Stellen verglasen. Wenn er aber auf erdige oder sandige Massen trifft, so dringt er auch beträchtlich in die Tiefe ein und hinterlässt im Innern die Spuren seines Durchganges. Durch die hierbei bewirkten Schmelzungen werden längere oder kürzere, mehr oder minder verzweigte röhrenartige Gebilde geschaffen, welche mit dem Namen Blitzröhren oder Fulguriten bezeichnet werden.



Fulguriten oder Blitzröhren nach Fiedler.

Der Blitz wirkt aber auch tödtend, wenn er entweder unmittelbar einen Menschen oder ein Thier trifft, oder in ihrer Nähe vorbeigeht. „Letzteres nennt man den Rückschlag, und seine Wirkung beruht darauf, dass die Elektricität der Gewitterwolken vor dem Blitzen die beiden entgegengesetzten Elektricitäten im menschlichen Körper voneinander scheidet, d. h. die eine gegen den Kopf hinaufzieht und die andere in die Beine hinabdrängt. Sobald nun der Blitz neben dem Menschen einschlägt, verbindet die Elektricität der Wolke sich mit einem Theil der entgegengesetzten Elektricität im Erdboden, wodurch beider Wirkung aufgehoben wird. Im selben Augenblicke, wo in dieser Weise die Ursache der Scheidung beider Elektricitäten innerhalb des Körpers beseitigt ist, verbinden diese sich plötzlich wieder miteinander. Dies veranlasst, sozusagen, einen Blitzschlag im Innern des Körpers, der durch die ihn begleitende totale Zerrüttung des Nervensystemes tödtlich wirkt, ohne dass eine äußere Verletzung zu bemerken wäre". Überhaupt deuten Verletzungen organischer Wesen durch den Blitz in den allermeisten Fällen durchaus nicht auf die schrecklichen Wirkungen desselben. Raimarus führt ein

Beispiel an, wo zwei Menschen, die, um dem Gewitter zu entgehen, hinter einer Hecke Schutz gesucht hatten, dort vom Blitze erschlagen wurden. Man fand sie in ihrer früheren Lage, mit offenen Augen; der eine hielt noch ein Stück Brot in der Hand, das er einem Hunde, der auf seinem Schoße saß und mit erschlagen wurde, reichen wollte. In einem anderen Falle erschlug der Blitz einen Menschen, der am hinteren Ende eines Bootes saß; sein Aussehen war so wenig verändert, dass man anfangs glaubte, er schliefe nur. Wenn bei einem Blitzschlage nicht sofortige Tödtung eintritt, so ist der Getroffene mitunter gelähmt; doch schwindet diese Lähmung meist sehr bald und es bleiben keine dauernd nachtheiligen Folgen; ja Quatrefages berichtet von zwei Fällen, in denen Personen durch Blitzschläge eine sichtliche Verbesserung ihrer Gesundheit erfuhren.

Die Zahl der vom Blitz nur getroffenen Personen ist nach statistischen Erhebungen in Frankreich fünfmal so groß als die der Erschlagenen. Aber auch die Zahl der letzteren ist größer, als man gewöhnlich denkt. In den dreißig Jahren von 1854 bis 1884 wurden in Frankreich 3151 Personen vom Blitzstrahle sofort getödtet, also durchschnittlich 100 im Jahre (eine Person auf je 350.000 Bewohner), aber 1874 stieg die Zahl bis auf 178. Noch häufiger sind die Tödtungen durch Blitz in Preußen; daselbst wurden in den Jahren 1869 bis 1876 819 Personen vom Blitze getödtet, also im jährlichen Durchschnitt 102 Personen, bei einer Gesammtbevölkerung von 26 Millionen je eine Person auf 255.000 Bewohner.

Für die Statistik der Blitzschläge in Deutschland sind die von Hellmann veröffentlichten Mittheilungen sehr interessant. Aus denselben ist zu ersehen, dass Blitzschläge auf Gebäude mit weicher Dachung sieben- bis achtmal öfter als auf solche mit hartem Dache zünden; dass die Blitzgefahr von Thürmen 39mal, die von Windmühlen sogar 52mal größer ist, als die von gewöhnlichen Gebäuden mit harter Dachung. Je mehr Häuser zu einer geschlossenen Ortschaft gruppiert sind, umsomehr nimmt unter sonst gleichen Umständen die relative Blitzgefahr ab. In Preußen ist die Blitzgefahr auf dem Lande fünfmal größer als die in den Städten. Im Gebirge schützt die Lage der Ortschaften in tief eingeschnittenen Thälern, welche von höheren Gegenständen überragt werden; dagegen vermehrt die Lage in waldarmem Flachlande die Gefahr bedeutend. Die geologische Beschaffenheit des Bodens, insbesondere seine Wassercapacität, hat auf die Größe der Blitzgefahr einer Gegend erheblichen Einfluss. Bezeichnet man diese Gefahr für Kalkboden mit 1, so ist diejenige für Keupermergel gleich 2, für Thonboden 7, für Sandboden 9 und für Lehmboden 22. Diesem Umstande hat der größte Theil Süddeutschlands und Österreichs seine geringe Blitzgefährdung gegenüber dem norddeutschen Flachlande theilweise zu verdanken. Von allen Bäumen werden Eichen verhältnismäßig am häufigsten, Buchen am seltensten durch den Blitz beschädigt. Bezeichnet man die Blitzgefahr der Buchen mit 1, so ist dieselbe für Nadelhölzer gleich 15·5, für Eichen 54 und für andere Laubhölzer 40.

Sehr beachtenswert ist die Thatsache, dass in Deutschland die Zahl der Blitzschläge seit Jahrzehnten im allgemeinen in erheblicher Zunahme begriffen ist, wofür die Brandstatistik die Beweise beibringt. In Bayern hat nach v. Bezold innerhalb der 50 Jahre von 1833 bis 1882 eine Vermehrung der zündenden Blitzschläge um nahezu das Dreifache stattgefunden, in Mitteldeutschland nach Kassner in einem Zeitraume von 26 Jahren um 129 Procent; auch für andere Gegenden ist eine Vermehrung der Blitzgefahr nachgewiesen. Ob diese Thatsachen mit der jährlichen Periode der Wärmeschwankung und mit der Sonnenfleckenperiode in Zusammenhang zu bringen seien, wie v. Bezold meint, bedarf noch weiterer Nachweise.

Um den gefährlichen Wirkungen des Blitzes vorzubeugen, braucht man **Blitzableiter**. Da uns kein Mittel zu Gebote steht, die vertheilende Wirkung der elektrischen Gewitterwolken auf die Erde zu verhindern, es auch in den meisten Fällen nicht möglich wäre, das Zustandekommen eines Blitzschlages überhaupt hintanzuhalten, so muss man sich darauf beschränken, den Blitzschlag so aufzufangen und zu leiten, dass das zu schützende Object hierdurch keinen Schaden erleidet. Dieser Gedanke führte Benjamin **Franklin** 1749 auf den Vorschlag zur Errichtung von Blitzableitern, fast gleichzeitig aber auch den Österreicher Prokop **Divisch** (1752 oder 1753). **Franklins** Vorschlag hat mit Erfolg überall Verwirklichung gefunden; die Praxis hat nach und nach Regeln gelehrt, welche man gegenwärtig bei Errichtung von Blitzableitern mit Vortheil beachtet. Jeder Blitzableiter besteht aus drei Theilen: der Auffangevorrichtung, der oberirdischen oder Luftleitung und der unterirdischen oder Erdleitung. Die Auffangevorrichtung besteht in einer hohen, über das Gebäude hinausragenden Eisenstange, welche mit einer nicht rostenden Spitze, am besten aus vergoldetem Kupfer oder aus Platin, versehen ist. Diese Stange muss auf dem Dache so befestigt sein, dass kein Regenwasser in letzteres eindringt, weil sonst eine Abzweigung des Entladungsstromes stattfinden könnte. Als oberirdische oder Luftleitung dient eine zusammenhängende Stange oder ein Drahtseil aus Kupfer oder Eisen, welche durch Eisengabeln gehalten werden. Die Luftleitung soll die Auffangestange mit dem in die Erde führenden Theile des Blitzableiters gut leitend verbinden. Endlich die Erdleitung besteht aus der unterirdischen Fortsetzung der Luftleitung bis zum Grundwasser oder einer anderen Wasseransammlung, z. B. einem Brunnen. Da das Grundwasser ein relativ schlechter Elektricitätsleiter ist, so muss der Übergangswiderstand von der metallischen Leitung in das Grundwasser dadurch möglichst herabgemindert werden, dass man für den Übergang der Entladung eine möglichst große Berührungsfläche schafft. Dies erzielt man auf die Weise, dass man die Leitung mit einer oder mehreren Platten aus verzinntem Kupfer oder Eisen oder mit einem Drahtnetz verbindet. Erreicht der Blitzableiter das Grundwasser oder wenigstens eine immer feuchte Erdschicht nicht, so hört er nicht nur auf, eine Blitzschutzvorrichtung zu sein, sondern erhöht sogar wesentlich die Blitzgefahr. Da erfahrungsgemäß ein Blitzableiter im allgemeinen einen Umkreis schützt, welcher die vierfache Länge der Höhe der Auffangestange zum Durchmesser hat, so muss ein umfangreiches Gebäude mehrere Blitzableiter erhalten. Auch muss man alle hervorstehenden Nebentheile eines Gebäudes, wie höhere Kamine, Thürmchen u. s. w., mit einer eigenen Auffangestange versehen und dieselbe mit der Hauptleitung gut leitend verbinden. Ebenso sollen Gas- und Wasserleitungen mit dem Blitzableiter verbunden werden. Zum Schutze der Telegrapheneinrichtungen und der Telegraphenbeamten dienen eigene Vorrichtungen, auf deren Beschreibung wir aber hier nicht eingehen können.

Auffangestange eines Blitzableiters.

Gewöhnlich wird das Gewitter von Regen begleitet, der während desselben häufig in ungewöhnlicher Stärke fällt und sich mitunter bis zum sogenannten **Wolkenbruch** steigert. Selten hingegen ist ein Gewitter mit Schneefall verbunden. Ein häufigerer Begleiter ist der **Hagel**, der jedoch fast immer mit Regen vermischt

auftritt. Derselbe besteht aus Körnern von verschiedener Größe, die größeren Hagelkörner nennt man Schloßen. Während in unseren Breiten die Hagelkörner gewöhnlich nur einen Durchmesser von einigen Millimetern haben, erreichen sie in wärmeren Gegenden oft eine beträchtliche Größe. Nach Abich sind in der Nähe von Tiflis schon Schloßen von 70 *mm* Durchmesser gefallen. Die Größe von Tauben- oder Hühnereiern kommt nicht selten auch bei uns vor. Montignot und Tressan sammelten zu Toul am 11. Juli 1753 Hagelkörner von 80 *mm* Durchmesser. In Constantinopel fielen während eines Hagelwetters am 5. October 1831 faustgroße Eisstücke; einzelne wogen eine halbe Stunde nach dem Falle noch 500 *g*. Daraus erklärt es sich, warum Hagelfälle so vernichtend und zerstörend wirken können. Die Fensterscheiben werden zerschlagen, die Dächer beschädigt, die Bäume ihrer Blätter und Früchte beraubt, das Getreide auf den Feldern geradezu abgemäht, kleinere Thiere getödtet. So erschlug ein nächtlicher Hagelfall vor etwa 18 Jahren in dem Eszterházygarten zu Wien mehrere tausend Sperlinge, welche in den großen Kastanienbäumen dieses Gartens ihr Nachtlager hatten. Die Wirkung des Hagels ist um so bedeutender, als er mitunter in ganz erstaunlicher Menge





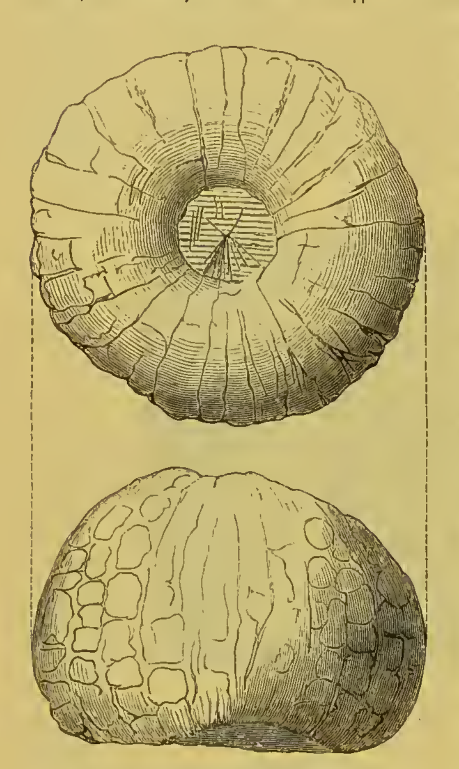
Formen der Hagelkörner.

fällt. Bei einem Hagelschlage im Departement du Nord am 7. Mai 1865 fiel auf eine Fläche von 9240 m^2 eine Eismasse von 40.000 m^3 Volumen.

Die Form der Hagelkörner ist selten vollkommen kugelig, sondern die kleineren Stücke haben häufig stumpfkegelförmige Gestalt mit gewölbter Basis und die größeren erscheinen vielfach in einer Richtung zusammengedrückt. Die Oberfläche ist bei den kleineren ziemlich regelmäßig, bei den größeren trägt sie Auswüchse bis zu 1 *cm* Höhe. Bei den kleineren Stücken findet sich ein unbedeutender matter Kern, welcher von einer dickeren Hülle durchsichtigen Eises umgeben ist. Um diese schließen sich dann in großer Regelmäßigkeit abwechselnd undurchsichtige und durchsichtige Kugelschalen von etwa gleicher Dicke. Die äußerste Schale ist immer matt und gewöhnlich dicker als die inneren. Auch bei den dickeren Stücken findet sich vielfach nur ein kleiner matter Kern, umgeben von abwechselnd durchsichtigen und undurchsichtigen Schalen gleicher, jedoch dann größerer Dicke. Bei der Mehrzahl der dicken Stücke aber wird ein starker, matter Kern von ansehnlicher Dicke nur von einer mehr oder weniger ausgedehnten Schale klaren Eises umschlossen, um welche sich dann eine immer viel stärkere Wandung von undurchsichtigem Eise legt.

Eine ganz andere Structur zeigen die Graupeln, kleine, undurchsichtige Schneekugeln, welche gewöhnlich, wie mit Mehl bestäubt erscheinen.

Die Art und Weise, wie die Hagelkörner sich bilden, ist noch völlig dunkel, obgleich es vielleicht kaum ein meteorologisches Problem gibt, an welchem der Scharfsinn der Forscher sich so vielfach versucht hat, als gerade an diesem. So haben Volta, Mohr, Vogel, Nöller, Schwaab, Dufour, De la Rive, Leopold v. Buch, Suchsland, Flammarion, Reye u. a. Hageltheorien aufgestellt, von denen aber keine so glücklich war, das Problem vollständig zu lösen. Am einfachsten und wahrscheinlichsten stellt sich die Theorie O. Reynolds dar, welche W. van Bebber kurz mit folgenden Worten zusammenfaßt: Wenn die Partikelchen von Wasser oder Eis, die eine Wolke oder einen Nebel bilden, von ungleicher Größe sind, so werden die größeren mit größerer Geschwindigkeit fallen als die kleineren, und daher mit unterhalb ihnen befindlichen Theilchen zusammenstoßen. Sie werden nun mit diesen noch größere Aggregate bilden, eine vermehrte Geschwindigkeit erhalten und so mit immer mehr Partikelchen auf ihrem Wege zusammentreffen und sich auf diese Weise rasch vergrößern. Unter solchen Umständen wird sich also die Wolke in Regen oder Hagel verwandeln, je nachdem die Theilchen aus Wasser oder Eis bestehen. In der That entspricht die Gestalt der Hagelkörner dieser Entstehungsweise, indem sie mehr oder weniger unvollkommene Kegel mit abgerundeter Grundfläche und streifiger Oberfläche bilden. Jedenfalls sind, fügt v. Bebber hinzu, bei der Hagelbildung heftige Bewegungen in der Atmosphäre mitthätig, wie aus den das Hagelwetter in der Regel begleitenden heftigen Windstößen hervorgeht, insbesondere dann, wenn kalte Luftströme in ein warmes Gebiet einfallen, wie es nicht selten auf der Rückseite unserer Cyclonen geschieht. Die Graupeln entstehen wahrscheinlich aus Schneeflocken, die bei ihrer horizontalen und verticalen Bewegung durch Aneinanderstoßen zusammengeballt werden. Die heftigen Bewegungen in der Atmosphäre zeigt auch das Barometer an, welches gewöhnlich vor dem Hagelwetter stark und rasch fällt, meistens aber gleich nach Beendigung desselben steigt. Das Thermometer fällt gleichfalls oft mit Beginn des Hagelschauers und zeigt nach demselben zuweilen einen um 25° C. tieferen Stand als vorher.



Hagelkorn, gefallen zu Warschau am 4. Mai 1887.

Hagelfälle sind zu allen Stunden des Tages und der Nacht beobachtet worden, doch fallen sie zumeist mit den heißesten Tagesstunden zusammen. Die Vertheilung der Hagelwetter in Bezug auf die Jahreszeiten ist in den einzelnen Ländern sehr verschieden; in England sind sie am häufigsten im Winter, in Frankreich im Frühling, am seltensten in beiden Ländern im Sommer; in Deutschland treten sie am häufigsten im Frühling, in Rußland am häufigsten im Sommer auf. Die Graupeln fallen zwar zu allen Jahreszeiten, jedoch vorzugsweise in den Frühlings- und Herbstmonaten. Über die Häufigkeit der Hagelwetter in verschiedenen Ländern läßt sich zur Zeit noch wenig Zuverläßliches angeben. Im

allgemeinen treten Hagelwetter im westlichen Europa häufig auf und nehmen entsprechend den Regenmengen an Zahl und Intensität ab mit der Entfernung vom Ocean, also in der Richtung gegen Osten. Die Hagelwetter sind eine locale Erscheinung, indem sie nämlich in gewissen Gegenden vorzugsweise auftreten, während andere benachbarte verschont bleiben; auch sind häufig die vom Hagel betroffenen Striche schmal, ziehen sich aber in weiter Erstreckung hin. In den Alpen und im französischen Mittelgebirgslande gibt es Thäler, die fast in keinem Jahre vom Hagel verschont bleiben, wogegen benachbarte, aber höher gelegene Ortschaften nur selten vom Hagel leiden. So hatte z. B. die Landschaft am Mont d'Or in 20 Jahren nur einen Hagelfall zu verzeichnen, während im benachbarten Clermont alljährlich mehrere Hagelfälle eintraten. Änderungen in der Cultur eines Landstriches bedingen ebenfalls ein anderes Verhalten. Zu Casalbere in Unteritalien wurde z. B. nie ein Hagelwetter beobachtet; als aber ein bewaldeter Bergabhang abgeholzt und beackert wurde, hagelte es alljährlich. Noch sei bemerkt, dass Hagelfälle zuweilen auch ohne Gewittererscheinungen auftreten.

Wir wollen nun die Entstehung der Gewitter näher ins Auge fassen, wobei wir W. van Bebber folgen, welcher die heute hierüber bestehenden Ansichten kurz und übersichtlich darlegt. Den bisherigen Erfahrungen gemäß wird die Entstehung der Gewitter durch hohe Temperatur und hohen Dampfgehalt der Luft begünstigt. Ist über einem Gebiete der Luftdruck gleichmäßig vertheilt und also die Luft ruhig, so erheben sich über dem erhitzten Boden die Isothermenflächen, wodurch ein Abfließen der Luft in der Höhe, und daher eine barometrische Depression erzeugt wird. Diese existiert entweder selbständig weiter und bildet sich weiter aus, oder gesellt sich zu einer anderen schon vorher bestehenden Depression als secundäres Gebilde, mit dieser weiter, gewöhnlich ostwärts, fortwandernd. Mit der Entwickelung der Depression ist auch eine stärkere Luftbewegung gegeben, die sich nicht selten zu sturmartigen Böen steigert. Infolge der Niederschläge, die in der Höhe als Schnee, in den tieferen Schichten als Regen fallen, wozu sich zuweilen die Wirkung kälterer Winde gesellt, fällt auf der Rückseite der fortschreitenden Depression erheblich die Temperatur, am meisten in der Höhe von ungefähr 500 *m*. Unter diesen Umständen scheinen die meisten Gewitter zu entstehen und sich zu entwickeln.

Sehr auffällig sind die Änderungen der meteorologischen Elemente während eines Tagesgewitters. Ferrari, welcher sich mit dem Studium der Gewitter in Italien und den Alpen eingehend beschäftigt hat, liefert hiervon folgende Beschreibung: „Vor dem Gewitter nehmen Luftdruck und relative Feuchtigkeit ab, die Temperatur zu, so dass beim Beginne desselben die beiden ersteren ein Minimum, die letztere dagegen ein Maximum aufweisen. Mit diesem Momente steigen Luftdruck und relative Feuchtigkeit sehr rasch und die Temperatur sinkt in gleichem Maße, so dass mit dem Ende des Gewitters die ersten zwei Elemente ein Maximum, das dritte gleichzeitig ein Minimum zeigen. Die Stärke des Windes, vor dem Gewitter nur sehr schwach, frischt, wenn dies beginnt, sehr rasch auf, weist gegen das Ende ein Maximum auf, um nachher schnell abzuflauen."

Weniger ausgesprochen als bei den Tagesgewittern ist der Gang der meteorologischen Elemente bei den Nachtgewittern im Sommer. Ist auch deren Entstehung noch nicht zur Genüge erklärt worden, so bilden doch jedenfalls auch hier Temperaturunterschiede, wie sie leicht durch die ungleiche Bewölkung und die dadurch bedingte ungleiche Ausstrahlung hervorgebracht werden, die nächste Veranlassung.

Die meisten Gewitter unserer Gegenden erscheinen mit den atlantischen Depressionen, und zwar meist an der Südseite derselben, wo die Luft warm und

feucht ist. Mohn nennt dieselben Wirbelgewitter. Sie stehen im Gegensatze zu den mehr localen Gewittern, die sich im Sommer zur Zeit sehr großer Hitze zu bilden pflegen und die Mohn als Wärmegewitter bezeichnet.

Dass hohe Temperatur und große Dampfmassen in der Luft die eigentlichen Vorbedingungen für die Entstehung der Gewitter sind, zeigen die vulcanischen Gewitter. Der heiße Wasserdampf, welcher während der Eruption aus dem Krater aufsteigt und sich in den Luftkreis ergießt, bildet beim Erkalten ein Gewölk, von dem die viele hundert Meter hohe Aschensäule umgeben ist. Eine so plötzliche Condensation der Dämpfe und, wie Gay Lussac gezeigt hat, die Entstehung einer Wolke von ungeheurer Oberfläche vermehren die elektrische Spannung und es kommt zum Gewitter. Man sieht dann nicht bloß die Blitze, sondern kann auch



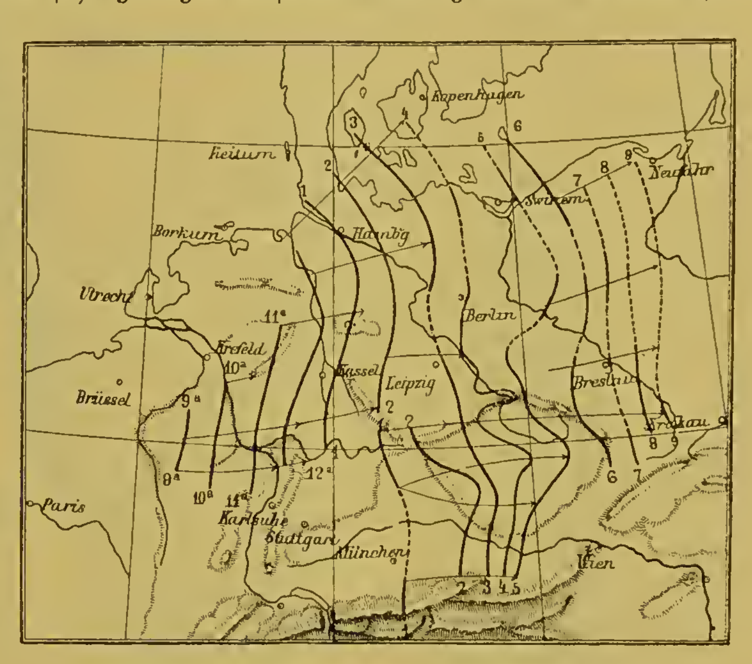
Vulcanisches Gewitter auf der Insel Sabrina 1811.

den rollenden Donner des vulcanischen Gewitters von dem Krachen im Innern des Vulcanes sehr deutlich unterscheiden. Beobachtungen solcher vulcanischer Gewitter sind sowohl in älterer wie in neuerer Zeit nicht gar zu selten aufgezeichnet worden. So wird berichtet, dass die Ausbrüche des Vesuvs in den Jahren 1182, 1631, 1707, 1767, 1779, 1794, 1822, 1861 und 1872 von Gewittern begleitet waren. Das Gleiche war der Fall bei einer vulcanischen Eruption auf Island 1755, beim Ätna 1755, auf der Insel Sabrina (in der Nähe der Azoreninsel St. Michael) 1811 und bei dem Ausbruch des kleinen Vulcanes, welcher 1831 zwischen Sicilien und Pantellaria entstand.

Daher erklärt sich auch, warum kleinere, mehr locale Gewitter gerne in Gegenden auftreten, welche die locale Erwärmung besonders begünstigen und gleichzeitig imstande sind, reichlichen Wasserdampf zu liefern. Solche Gegenden, wie

z. B. die sumpfigen Niederungen zwischen den größeren Seen und dem Nordsaume der Alpen, hat v. Bezold als Gewitterherde bezeichnet.

Die Fortpflanzung der Gewitter, über welche namentlich Ferrari in Oberitalien, v. Bezold und Lang in Bayern systematische Beobachtungen durchgeführt haben, stimmt im allgemeinen mit der Richtung des vorherrschenden Windes überein, erfolgt somit in Europa vorwiegend von West nach Ost. Zieht man die Linien, an welchen in einem gegebenen Augenblicke der erste, und jene, an welchen zu gleicher Zeit der letzte Donner gehört wurde — man nennt solche Linien der Gleichzeitigkeit Isochronen — so schließen sie jenen Raum in sich ein, über welchem gleichzeitig elektrische Entladungen stattfinden. Dieser Raum hat in den meisten Fällen die Form eines schmalen, langgestreckten Streifens, welcher auf der Fortpflanzungsrichtung senkrecht steht. Die Gewitter ziehen also im allgemeinen mit sehr breiter Front und sehr geringer Tiefenentwickelung über das Land hin. Während die Länge der Front oft 300 und mehr Kilometer mißt, beträgt die Breite des Gewitterstreifens nur bis 40 und höchstens 80 *km*. Diejenigen Gewitter, welche sich über größere Gebiete erstrecken, zeigen eine zweifache Art der Fortpflanzung. Die einen schreiten geradlinig fort, so daß die Isochronen mehr oder weniger gerade, parallele Linien werden, wie dies z. B. für das Gewitter vom 9. August 1881 zu erkennen ist, dessen Fortpflanzung wir nach W. Köppen hier beifügen. Die anderen Gewitter verbreiten sich von einem Punkte aus nach verschiedenen Richtungen, so daß die Isochronen concentrische Kreisstücke werden. Die Gebirge und Flüsse bilden Hindernisse im Fortschreiten eines Gewitters. Dies zeigt uns die Isochronenkarte des Gewitters vom 22. Juli 1880 in Oberitalien (S. 316), das concentrisch fortschritt, aber durch den Wall der Apenninen gehindert wurde, nach Toscana überzutreten.

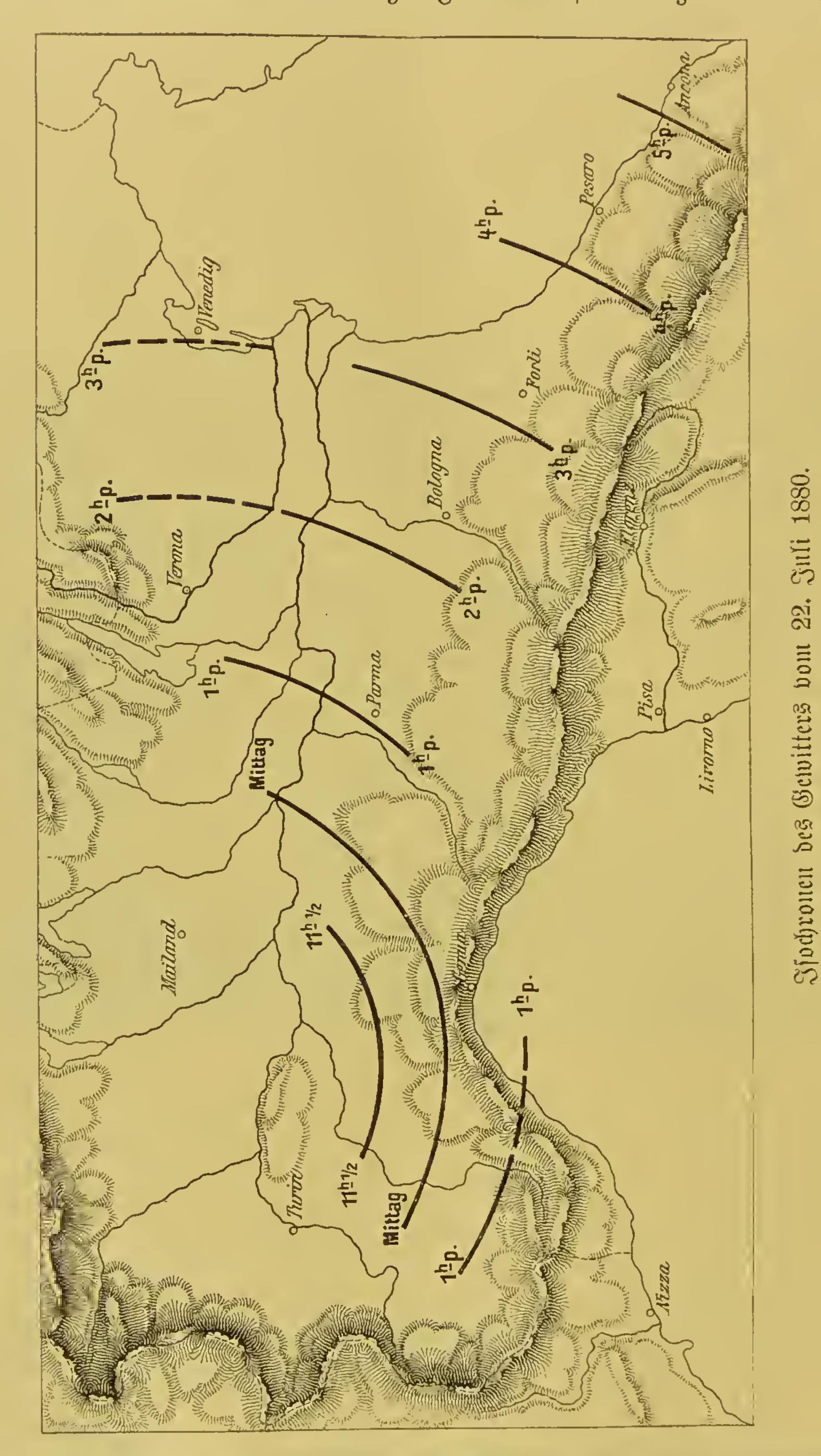


Isochronen des Gewitters vom 9. August 1881.

Aus diesen Betrachtungen geht hervor, daß man sich ein Gewitter niemals als ein bestimmtes fertiges Phänomen betrachten darf, als eine elektrische Wolkenansammlung, welche Blitze entsendend so lange weiter zieht, bis ihre Elektricität erschöpft ist; das Gewitter ist vielmehr ein Proceß, der sich eine gewisse Zeit hindurch stets erneuert in dem Maße, als er die dazu geeigneten Zustände der Atmosphäre antrifft. Dadurch erklärt sich auch die ungleiche Heftigkeit der Gewitter an verschiedenen Orten, ebenso das Fehlen an Zwischenorten, oder das sprungweise Fortschreiten derselben.

Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter, welche von derjenigen der sie begleitenden Depressionen abhängig ist, hat W. v. Bebber Untersuchungen angestellt und gefunden, daß dieselbe bei den Sommergewittern in

Italien 34·1 *km*, in Süddeutschland 41·1 *km*, in Frankreich 41·3 *km* und in Norwegen 38 *km* in der Stunde beträgt. In Übereinstimmung mit dem Verhalten



Isochronen des Gewitters vom 22. Juli 1880.

der Depressionen haben die Gewitter aus Südwest die größte Geschwindigkeit, dagegen diejenigen aus östlicher Richtung die geringste.

Die Häufigkeit der Gewitter hat eine ausgesprochene tägliche und jährliche Periode. Sie sind am häufigsten zwischen 3 und 6 Uhr nachmittags; ein zweites Maximum fällt auf die Nachtzeit. Die Wintergewitter treten mit Vorliebe bei Nacht auf. Was die jährliche Periode betrifft, so zeigt sich in der gemäßigten Zone überall ein Maximum der Gewitterhäufigkeit im Sommer, und zwar in den Monaten Juni und Juli. Eine Ausnahme bilden die atlantischen Küsten Nordwesteuropas, wo die Wintergewitter zunehmen, dann Island und das nordwestliche Schottland, wo die letzteren sogar häufiger sind als die Sommergewitter.

Die geographische Vertheilung der Gewitter ist eine sehr ungleichmäßige. Wenn auch die vorliegenden Beobachtungsreihen noch manche Lücken aufweisen, so reichen sie doch zu einer allgemeinen Orientierung aus. Wir lassen hier die durchschnittliche Anzahl der Gewittertage im Jahre für einen großen Theil der Erdoberfläche nach Fritz und v. Bebber folgen.

Gewittertage im Jahre.

Frankreich, Süd	16	Schweden, Norrland	6
Frankreich, Nord	17	Schweden, Svealand	8
Schweiz, nördlich vom Hochgebirge	19	Schweden, Gotaland	10
Schweiz, Hochgebirge	7	Norwegen, Südost	7
Holland	18	Norwegen, Südwest	6
Belgien	21	Nordland	2
Italien	38	Finland	2
Griechenland	31	Großrussland, nördl. von 60° nördl. Br.	10
Ungarn	22	Großrussland, südl. von 60° nördl. Br.	23
Österreich, südlich der Donau	23	Kleinrussland	9
Österreich, nördlich der Donau	24	Perm (Ural)	25
Bayern, südlich der Donau	21	Georgien (Tiflis)	25
Bayern, nördlich der Donau	20	Altai	19
Sachsen	17	Borneo	54
Preußisch-Schlesien	21	Java	97
Hannover	15	Ägypten	selten
Provinz Sachsen und Brandenburg	17	Vereinigte Staaten, nördl. v. 40° nördl. Br.	33
Westpreußen	13	Vereinigte Staaten, südl. v. 40° nördl. Br.	38
Großbritannien	7	Westindien	36

Aus dieser Zusammenstellung ersieht man im allgemeinen eine Abnahme der Gewitter mit zunehmender Breite; doch ist diese Abnahme keine regelmäßige, indem sie von der Temperatur, vom Dampfgehalte der Luft und von den Niederschlägen abhängig erscheint. Am häufigsten sind die Gewitter im äquatorialen Calmengürtel, wo warme feuchte Luftmassen in einer fast bewegungslosen Atmosphäre mit großer Intensität emporsteigen; dort gewittert es täglich vom Vormittag bis an den Abend, am stärksten nachmittags, wogegen die Nächte gewöhnlich klar sind. Ähnliche Verhältnisse herrschen in den beiden übrigen Gürteln der Tropen zur Regenzeit, wenn der Passat zu wehen aufgehört hat; fast täglich kommen dann heftige Gewitter zum Ausbruch. Der Passat selbst verhindert die Entstehung eines aufsteigenden Luftstromes und locale Gewitter können nicht zustande kommen. In der gemäßigten Zone sind die Gewitter seltener und treten, wie wir schon gehört haben, zumeist in der wärmeren Jahreszeit auf. In den eisigen Polargegenden hört man keinen Donner. Die nördlichsten Gewitter trifft man am Nordcap unter 71° nördl. Br., in sehr warmen Sommern aber selbst im Karischen Meer und auf West-Spitzbergen unter dem 77. und 78. Breitengrade.

Neuntes Capitel.

Die optischen Erscheinungen im Luftkreise.

Die scheinbare Gestalt des Himmels. — Astronomische und terrestrische Refraction. — Das Funkeln der Sterne. — Die Durchsichtigkeit der Luft; Luftperspective. — Sichtbarkeit der Sterne bei Tag. — Die Farbe des Himmels. — Morgen- und Abendröthe; Dämmerung; Alpenglühen. — Das Nebelglühen. — Der Bishop'sche Ring. — Leuchtende Nachtwolken. — Der Regenbogen. — Höfe um Sonne und Mond; Nebensonnen und Nebenmonde. — Der Ulloaring; das Brockengespenst; der Glorienschein. — Kimmung und Luftspiegelung. — Das Polarlicht.

Die Annahme der Astronomie, dass alle Himmelskörper sich an der Innenseite einer Kugelfläche befänden, deren Mittelpunkt der Standort des Beobachters ist und die durch den Horizont in eine sichtbare und eine unsichtbare Hälfte zerlegt wird, steht mit dem Augenschein in Widerspruch, indem uns infolge einer eigenthümlichen Urtheilstäuschung das Himmelsgewölbe abgeflacht erscheint. Ja, die scheinbare Gestalt des Himmels ist bis jetzt nicht einmal zulänglich bekannt, indem die einen sie für ein Stück einer Halbkugel, andere für ellipsoidisch ansehen, einige aber meinen, die Krümmung sei manchmal derart, dass die Querschnittscurve einer Konchoïde oder Muschellinie ähnlich sehe. Eine zureichende und einwurfsfreie Erklärung dieser Erscheinung ist noch nicht gefunden. Reimann, der von der Annahme ausgieng, dass das scheinbare Himmelsgewölbe ein Stück einer Halbkugel sei, fand (1890) auf Grund zahlreicher Schätzungen und Höhenmessungen, dass der horizontale Halbmesser des Himmelsgewölbes 3·66mal so lang sei als die verticale Achse (d. i. das Stück der Scheitellinie vom Standpunkte des Beobachters bis zum Zenith). Dabei ist aber die Wölbung des Himmels ein wenig variabel, sie ist im Sommer und Herbst größer als im Winter und Frühjahr, bei bewölktem Wetter flacher als bei heiterem Himmel. Bei dunstigem Horizonte rückt die Mitte des Himmelsgewölbes erheblich in die Höhe, weil der horizontale Radius sich verkürzt. Erheblich höher gewölbt als bei Tage, erscheint der Himmel während der Nacht.

Auf dieselbe Wirkung der Luftperspective führt Weyer die Thatsache zurück, dass Sonne und Mond immer kleiner zu werden scheinen, je höher sie am Himmel hinaufrücken. Dass dies aber bloß eine optische Täuschung sei, zeigen nicht nur vergleichende Messungen mit geeignetem Instrumente, sondern selbst schon die Betrachtung mit einem zusammengerollten Papierbogen oder durch die hohle Hand. Auch darf nicht übersehen werden, worauf schon der Philosoph Descartes hinwies, dass wir durch die Gegenstände zwischen uns und dem Horizonte ein Schätzungsmaß für die Entfernung haben, welches Mittel bei dem Blick nach oben fehlt, weshalb wir die erstere Strecke für die größere halten.

Man hat früher diese Erscheinung irrthümlich mit der Strahlenbrechung oder Refraction in Zusammenhang gebracht. Doch ist die letztere ein wesentlich anderer Vorgang und ruft ganz andere Erscheinungen hervor. Wenn von irgend

einem Gestirne ein Lichtstrahl auf die Atmosphäre unserer Erde trifft, so wird er gebrochen, d. h. von seiner ursprünglichen Richtung abgelenkt. Diese Ablenkung nimmt aber continuierlich zu, indem der Lichtstrahl allmählich in immer dichtere Luftschichten eindringt, und so kommt es, dass derselbe auf dem Wege durch die Atmosphäre bis zur Erdoberfläche eine krumme Linie beschreibt. Wir sehen daher jeden Stern an einem anderen Orte, als an dem er sich thatsächlich befindet, und eine astronomische Ortsbestimmung ist erst dann richtig, wenn der aus der Refraction sich ergebende Fehler vollständig beseitigt ist. Nur der eigentliche Zenithalstrahl erleidet ganz und gar keine Verbiegung. Infolge der atmosphärischen Refraction sehen wir auch die Sonne noch vollständig über dem Horizonte, wenn der untere Rand derselben in der That schon 33′ unter denselben herabgesunken ist; durch die Atmosphäre bleibt uns also des Abends die Sonne über zwei Zeitminuten länger sichtbar, als es ohne die Atmosphäre der Fall sein würde; und ebenso findet der scheinbare Sonnenaufgang um mehr als zwei Minuten früher statt als der wahre. Dies erklärt nun auch, dass man bei einer Mondesfinsternis Sonne und Mond zugleich über dem Horizonte sehen kann, wie es in der That der Fall ist, wenn die Mondesfinsternis zur Zeit des Sonnenaufganges oder des Sonnenunterganges stattfindet. Dies ist die astronomische Refraction. Es leuchtet ein, dass auch ein Strahl, der von einem im Luftkreise selbst befindlichen Punkte ausgeht, eine analoge, nur minder starke Krümmung erleiden muss. In solchem Falle hat man es mit der terrestrischen Refraction zu thun, welche sich von der vorher erwähnten nur insoferne unterscheidet, als die Dicke der zu durchmessenden Luftschicht eine geringere ist. Von besonderen Erscheinungen irdischer Refraction wird weiter unten noch eingehender gehandelt werden.

Indem die Lichtstrahlen ihren Weg durch die Lufthülle der Erde nehmen und dabei eine Ablenkung von ihrer eigentlichen Richtung erfahren, wird dadurch nicht bloß eine scheinbare Ortsveränderung des leuchtenden Punktes bewirkt, sondern auch eine auffallende Unruhe dieses Punktes, wenn derselbe entweder klein genug oder wenigstens weit genug entfernt ist. Es erscheint uns nämlich das Licht der Fixsterne gewöhnlich nicht ruhig, sondern es scheint vielmehr von Zeit zu Zeit, und zwar abwechselnd mit grüner, blauer oder rother Farbe, aufzublitzen. Diese beständige Veränderung im Lichte der Fixsterne, welche die nächtliche Himmelsdecke anmuthig belebt, nennt man die Scintillation, das Funkeln oder Glitzern der Sterne. Nach Saussure soll das Flimmern der Sterne durch abwechselnde Verdünnungen und Verdichtungen der einzelnen Stellen unserer Atmosphäre entstehen. Biot erklärt die Erscheinung durch eine wahre Ortsveränderung der betreffenden Bilder der Sterne, entstehend infolge der vielen Ungleichheiten der Brechung der Lichtstrahlen bei ihrem Durchgange durch die Atmosphäre. Arago verknüpft das Phänomen mit der Theorie der Interferenz der Lichtstrahlen. „Für die Bewohner der Erde sind die Fixsterne wegen ihrer ungeheueren Entfernung nur als leuchtende Punkte zu betrachten. Zwei homogene (einfarbige) Lichtstrahlen, welche gleichzeitig von dem Sterne ausgehend in das Auge des Beobachters gelangen, werden aber, so nahe sie auch einander sein mögen, bei ihrem Durchgange durch die Atmosphäre nicht immer gleiche Verzögerungen erleiden, indem die geringsten Differenzen in der Dichtigkeit der durchlaufenen Luftschichten schon einen namhaften Gangunterschied der beiden Strahlen bewirken können. Weil aber ein beständiger Wechsel der Temperatur, des Druckes und der Feuchtigkeit in der Luft stattfindet, so wird auch die Größe dieses Gangunterschiedes fortwährenden Schwankungen unterworfen sein, und so kommt es denn, dass zwei solche Strahlen, auf der Netzhaut des Auges vereinigt, sich entweder gegenseitig in ihrer Wirkung unterstützen

oder sich gegenseitig aufheben. Auf diese Weise wird also das Licht des Sternes bald stärker, bald schwächer erscheinen und dieser Wechsel kann mit großer Geschwindigkeit vor sich gehen." Das Licht der Fixsterne ist aber nicht homogen, d. h. etwa nur roth oder nur blau, sondern es ist aus verschiedenfarbigen Strahlen zusammengesetzt, weshalb es uns als weiß erscheint. Da nun die Wellenlänge der verschiedenfarbigen Strahlen nicht gleich ist, so wird unter sonst gleichen Umständen der Gangunterschied der rothen Strahlen ein anderer sein müssen als der der grünen, blauen u. s. w. In demselben Augenblicke, wo die rothen Strahlen sich fast aufheben, können also die grünen gerade so interferieren, dass sie sich gegenseitig verstärken und im nächsten Momente wird dann wieder ein Aufblitzen des rothen Lichtes stattfinden, während die blauen und grünen Strahlen fast erloschen erscheinen. Hieraus erklärt sich der Farbenwechsel beim Scintillieren. „Während die Fixsterne, selbst durch die stärksten Fernrohre betrachtet, noch keine merklichen Dimensionen zeigen, haben die Planeten, durch Fernrohre betrachtet, einen namhaften Durchmesser; ein Planet kann demnach als ein Aggregat einfacher leuchtender Punkte betrachtet werden. Jeder dieser Punkte für sich allein wird sich nun wie ein Fixstern verhalten, und er würde funkeln wie ein Fixstern, wenn er isoliert wäre. Da aber nicht alle leuchtenden Punkte, welche die Scheibe des Planeten bilden, gleichzeitig auf gleiche Weise funkeln, so wird das Funkeln des einen Punktes im allgemeinen das des anderen neutralisieren, und so kommt es denn, dass die Planeten sich durch ein ruhiges Licht auszeichnen." Nach Exner, welcher die Theorie der älteren englischen Optiker modificierte, werden die Lichtstrahlen, indem sie durch die Atmosphäre fortschreiten, unregelmäßig gebrochen, und durch diese Brechung werden die Wellenflächen nicht unerheblich umgestaltet; diese anormalen Krümmungen können zu einer ganz beträchtlichen Größe ansteigen und erklären dann leicht die Unruhe der Sterne.

Das Funkeln der Sterne zeigt sich dann besonders stark, wenn die Luft längere Zeit hindurch trocken war und sich nun mehr Wasserdampf in derselben zu verbreiten beginnt, so dass ein auffallend lebhaftes Funkeln den Seeleuten als ein Zeichen bald eintretenden Regens gilt. Unmittelbar nach dem Regen nimmt auch das Flimmern der Sterne wieder ab. Daher kann Montigny mit Recht behaupten, dass ein fortgesetztes Studium des Funkelns der Sterne für die Vorausbestimmung des Wetters von großer Wichtigkeit ist. Zwischen den Wendekreisen, wo die Luft oft eine bewundernswerte Ruhe und Klarheit zeigt, ist das Scintillieren bei weitem nicht so auffallend und lebhaft, als in höheren Breiten.

Dass wir die Gegenstände überhaupt und noch auf größere Entfernungen hin sehen können, verdanken wir der Durchsichtigkeit oder Diaphanität der Luft. Die letztere ist aber nicht absolut, sondern beschränkt durchsichtig. Entfernte Gegenstände erscheinen uns in ihrer Färbung matter, die Contraste zwischen Licht und Schatten sind schwächer; kurz, je entfernter ein Gegenstand ist, desto mehr scheint er uns mit einem milchigen, blassblauen Schleier überzogen, wie man namentlich an entfernten Bergen es deutlich sieht. Man bezeichnet diese Wirkung der unvollständigen Durchsichtigkeit der Atmosphäre mit dem Namen der Luftperspective, mit deren Wirkung die Malerei seit langer Zeit vertraut ist. Die Durchsichtigkeit der Luft ist für einen und denselben Ort sehr veränderlich. Während man z. B. mitunter von den Höhen des Schwarzwaldes aus die schneebedeckte Alpenkette in großer Klarheit und mit scharfen Umrissen erblickt, ist dieselbe an anderen Tagen oft bei ganz wolkenfreiem Himmel vollkommen unsichtbar. Solche Erfahrungen haben alle Bergsteiger zur Genüge gemacht. Im allgemeinen ist an den sonnigsten und wolkenfreiesten Tagen die Luft keineswegs besonders durchsichtig und man

hat bei anhaltend schönem Wetter selten eine klare Fernsicht. Dagegen erhöht Wasserdampf außerordentlich die Durchsichtigkeit und das Volk betrachtet es mit Recht als ein Vorzeichen des Regens, wenn entfernte Gebirge sich mit ungewöhnlicher Klarheit dem Auge darstellen. Als Ursache der geringeren Durchsichtigkeit der Luft bei trockener Witterung betrachtet A. de la Rive das Vorhandensein von undurchsichtigem Staub und Pflanzenkeimen in derselben. Wird die Luft feuchter, so absorbieren diese Körperchen Wasserdampf, wodurch sie durchsichtiger und zugleich schwerer werden, so dass sie schneller zu Boden fallen, was bei beginnendem Regen noch vollständiger erfolgt. Hieraus erklärt sich auch, warum die reine Luft in größeren Höhen durchsichtiger ist, als die in der Tiefe. In den Äquatorialgegenden ist die Luft bei weitem durchsichtiger als in unseren Breiten, so dass man dort kleinere Sterne deutlich mit bloßem Auge unterscheiden kann, die bei uns stets unsichtbar bleiben. Im Gebirge von Quito konnte A. v. Humboldt seinen Begleiter Montufar an seinem weißen, vor schwarzen Basaltwänden sich hinbewegenden Mantel auf eine Entfernung von etwa 9 *km* ohne Fernrohr erkennen. Sehr durchsichtig ist auch die trockene Luft der Binnenländer, selbst in höheren Breiten, so namentlich in Persien, im Himalaya und in Sibirien. Olivarius theilt mit, dass man in Persien des Nachts einigermaßen große Schrift lesen könne.

Mag man nun annehmen, dass die unvollkommene Durchsichtigkeit der Atmosphäre von den Lufttheilchen selbst herrühre, oder durch Wasserdämpfe, Staub u. dgl. veranlasst werde, so ist klar, dass jedes Partikelchen, welches einen Theil des auf dasselbe fallenden Lichtes aufhält, Veranlassung zu einer Reflexion (Zurückwerfung) und Diffusion (Zerstreuung) von Licht bildet. Das zerstreut zurückgestrahlte atmosphärische Licht ist die Ursache der allgemeinen Tageshelle. Wenn die Luft vollkommen durchsichtig wäre, könnte sie nicht das mindeste Licht reflectieren; es müsste uns dann das Himmelsgewölbe auch bei Tage absolut schwarz erscheinen, und wo die Sonne nicht unmittelbar hinscheint, müsste vollkommene Finsternis herrschen (wie es auf dem Monde der Fall ist). Infolge der Reflexion des Lichtes erscheint uns bei Tage das ganze Himmelsgewölbe mehr oder weniger hell erleuchtet, so dass die Sterne vor diesem gleichmäßig ausgebreiteten Glanze erbleichen, wie man das beim Herannahen des jungen Tages so schön beobachten kann. Selbst der Vollmond erhellt das Himmelsgewölbe so stark, dass nur noch die helleren Sterne sichtbar bleiben. Die allgemeine Tageshelle bewirkt, dass auch an Orten, welche nicht unmittelbar den Sonnenstrahlen ausgesetzt sind, also im Schatten, in unseren Zimmern, eine gleichmäßig verbreitete Helligkeit herrscht.

Noch sei der mehrfach begegnenden Erzählungen gedacht, denen zufolge man aus einem tiefen Brunnen- oder Bergwerksschachte oder durch einen Schornstein auch bei Tag die Sterne am Himmel ohne Fernrohr sehen könne, da das Rohr, durch welches man in einem solchen Falle aufschaut, die Helligkeit des Himmelsgewölbes im Zenith wesentlich schwäche. Doch verdienen solche Mittheilungen wenig Glauben. Humboldt, der sich viel in tiefen Bergwerksschachten aufhielt und diesem Gegenstande rege Aufmerksamkeit zuwandte, hat nie etwas davon beobachten können und auch nie jemanden erkundet, der eine solche Wahrnehmung gemacht hätte.

Wenn keine Wolken oder kein Nebelschleier den Himmel bedecken, so erscheint dieser in schöner, blauer Farbe, deren Sättigung jedoch nach Zeit und Ort verschieden ist. Um den Scheitelpunkt herum ist die blaue Farbe gewöhnlich am tiefsten und nimmt gegen den Horizont hin bis zu einem bläulichen Weiß ab. Genauer kann man diese Abstufungen mit Hilfe des von Saussure ersonnenen Cyanometers constatieren. Diese Vorrichtung besteht aus Papierstreifen, die vom reinsten Weiß durch alle Abstufungen des Blau bis zu Schwarz übergehen und im ganzen

51 verschiedene blaue Töne darstellen. Hält man nun diese blauen Streifen, deren man mehrere auf eine Karte kleben kann, zwischen das Auge und denjenigen Theil des Himmels, dessen Farbe man eben bestimmen will, so findet man den Farbenton heraus, welcher mit dem des Himmels übereinstimmt. Auf diese Weise fanden an einem heiteren Tage Saussure in Genf und Humboldt auf dem Atlantischen Ocean (in 16° 19′ nördl. Br.) für das Blau des Himmels in verschiedenen Höhen über dem Horizonte folgende Werte (ausgedrückt in Graden des Cyanometers):

Höhe	1°	10°	20°	30°	40°	60°
Humboldt	3·0	6·0	10·0	16·5	18·0	22·0
Saussure	4·0	9·0	13·0	15·5	17·5	20·0

Auf den Gipfeln hoher Berge erscheint der Himmel weit dunkler als in den Ebenen. Im Jahre 1788 fand Saussure auf dem Col du Geant die Farbe des Himmels im Scheitelpunkte gleich 31° seines Cyanometers, gleichzeitig beobachtete man in Chamonix 19°, in Genf 22·5°; zu einer anderen Zeit im Juli stieg die Farbe im Scheitelpunkte auf 37°, ja auf der Spitze des Montblanc sogar auf 39°. In sehr bedeutenden Höhen soll der Himmel mitunter fast schwarz aussehen. Auch in wärmeren Gegenden ist das Blau des Himmels dunkler und intensiver. Bruce vermochte in Sennar infolge der tiefen Bläue des Himmels bei starker Durchsichtigkeit der Luft oft am hellen Tage den Planeten Venus zu erkennen. Ja selbst schon in Sicilien soll man zuweilen bei Tage Sterne erster Größe sehen können. Den Blicken der Luftschiffer, wenn sie sich 7 bis 8 *km* über den Boden erhoben haben, zeigen sich die Sterne mit der Sonne zugleich am tiefdunkeln Himmel, und unter ihnen erglänzt die Erde in blendender Helle.

Während man früher die Himmelsbläue als eine rein subjective Erscheinung betrachten zu sollen glaubte, ist man jetzt zu der Erkenntnis gelangt, dass diese Farbe etwas Objectives, thatsächlich Vorhandenes sei. Darüber haben uns die Experimente der Optiker belehrt. Jedes durch äußerst feine Körpertheilchen getrübte Mittel besitzt die Eigenschaft, dem durchgelassenen Lichte eine röthliche, dem zurückgeworfenen eine bläuliche Färbung zu ertheilen. Dabei kommt es nicht darauf an, ob die trübenden Theilchen fest oder flüssig, durchsichtig oder undurchsichtig, ja nicht einmal, ob sie unter sich gleich sind, wenn nur ihre Größe eine gewisse Grenze nicht überschreitet. Mischt man z. B. eine Lösung von Mastix in Weingeist mit Wasser und sieht man durch die milchig trübe Flüssigkeit nach der Sonne, so erscheint die letztere in prachtvoll rother Farbe, und zwar um so tiefer geröthet, je dicker die angewendete Flüssigkeitsschicht ist, während, von vorne beleuchtet, die Flüssigkeit bläulich aussieht. Nun ist unsere Atmosphäre bekanntlich stets, besonders in ihren unteren Schichten, durch zahllose organische und unorganische Stäubchen getrübt, wozu noch häufig die äußerst feinen Dunstkügelchen kommen, wie sie sich bei beginnender Verdichtung des Wasserdampfes bilden; sie erscheint daher als trübes Mittel vor dem dunkeln Hintergrund des Weltenraumes im zurückgeworfenen Lichte blau und ertheilt dem durchgelassenen Licht der im Horizont stehenden Sonne und ebenso des Mondes eine röthliche Färbung.

Damit ist auch die oft so prächtige und entzückende Erscheinung der Morgen- und Abendröthe, welche nicht selten mit einer Lebhaftigkeit der Färbung auftritt, dass sie kein Pinsel wiederzugeben vermag, erklärt. Auch die Frage, warum die Röthung des Himmels nur beim Aufgang und Untergang der Sonne auftritt, ist leicht zu beantworten. Wenn nämlich die Sonne hoch am Himmel steht, so ist der Weg, den ihre Strahlen in den unteren mit Staub- und Dunstmassen erfüllten Luftschichten durchlaufen müssen, sehr kurz, so dass eine merkliche Röthung nicht

eintreten kann. Befindet sich dagegen die Sonne morgens und abends am Horizont, so hat ihr Licht in der unteren getrübten Luft einen sehr langen Weg zurückzulegen, auf welchem es der violetten und blauen Strahlen immer vollständiger beraubt wird und eine stark geröthete Färbung annimmt.

War der Himmel den Tag über wolkenlos, so hat das Abendroth meist eine vorwiegend gelbliche Färbung; erscheint der Himmel dagegen bei Tage überzogen, so ist das Roth matt und mehr grau. Am schönsten zeigt sich die rothe Farbe, wenn einzelne Cumuluswolken zerstreut am westlichen Himmel stehen. Das Auftreten der Morgen- und Abendröthe steht mit dem Feuchtigkeitsgehalte der Luft in engster Beziehung, weshalb man aus jener auf diesen und somit auch auf die kommende Witterung mit einiger Wahrscheinlichkeit schließen kann. Ist das Morgenroth sehr schön, so hat man vorwiegend Regen zu erwarten, während eine graue Färbung des Morgenhimmels auf heitere Witterung schließen läßt. Es besteht in dieser Beziehung zwischen Abend- und Morgenroth ein völliger Gegensatz: Abendroth und Morgengrau sind Anzeichen schönen Wetters, Abendgrau und Morgenroth bedeuten dagegen Regen.

Morgen- und Abendröthe bilden einen Act der Dämmerung, des allmählichen und wohlthuenden Überganges vom vollen Licht des Tages zur Dunkelheit der Nacht und umgekehrt. Hätte die Erde keine Lufthülle, so gäbe es weder Taageshelle noch Dämmerung; der Übergang von Nacht zu Tag müſste ganz plötzlich erfolgen. Nach Kießling, welcher sich mit dem Studium der Dämmerungserscheinungen eingehend beschäftigt hat, umfaſst eine normale Dämmerung drei Acte, welchen stets ein einfaches Vorspiel vorausgeht und bisweilen, aber doch verhältnismäßig selten, ein Nachspiel folgt. Das Vorspiel der Abenddämmerung, wenigstens in unseren nördlichen Breiten, beginnt damit, daſs sich schon am frühen Nachmittag die Sonne mit einem hellen, weißlichen Schein umgibt, welcher in gleicher Ausdehnung nach allen Seiten hin sich deutlich vom dunkleren Himmel abhebt. So lange die Sonne noch hoch über dem Horizont steht, befindet sie sich genau in der Mitte dieses kreisförmigen Scheines; sobald sie sich dem Horizont nähert, tritt sie unter den Mittelpunkt des Scheines, dessen Randfärbung zugleich an Ausdehnung erheblich zunimmt. Damit hat der erste Act des Dämmerungsschauspieles begonnen. Während die Sonne ganz zum Horizont hinabsinkt, bildet sich die excentrische Stellung in dem sie umgebenden Schein immer entschiedener aus. Zugleich erblaſst die Randfärbung verhältnismäßig schnell, und wenn die Sonne meist als dunkelorange leuchtende, aber glanzlose Scheibe in die gewöhnlich dem Horizont aufgelagerte Nebelbank einsinkt, hat sich über ihr in etwa 15 bis 20° Höhe ein heller, gelblichweiß glänzender, nahezu kreisförmiger Fleck ausgebildet. Unterdessen hat auch schon der zweite Act der Dämmerung begonnen, nämlich die Entwickelung zum Horizont parallel liegender farbiger Schichten. Dieselben machen sich zuerst am östlichen Horizont bemerkbar, wo der Himmel in großer seitlicher Ausdehnung allmählich eine bläulich violette, bisweilen ins Röthliche hinüberspielende Färbung annimmt. Diese bildet die sogenannte Gegendämmerung. Sobald die Sonne unter den Horizont hinabgesunken ist, wird am Osthimmel, unmittelbar dem Horizont aufliegend, ein sehr schmaler, ganz dunkelblaugrauer Streifen, der sogenannte Erdschatten, erkennbar. Bis etwa 20 oder 25 Minuten nach Sonnenuntergang gewinnen Gegendämmerung und Erdschatten erheblich an Ausdehnung. Unterdessen haben sich am westlichen Himmel intensiv leuchtende, horizontale farbige Schichten entwickelt, die seitlich und vertical fortgesetzt wachsen. Über dem meist bräunlich glänzenden, dem Horizont aufliegenden Dunst erhebt sich eine breite, ockergelb leuchtende Schicht, welche bisweilen durch einen deutlich entwickelten gelblichgrünen

Streifen von dem über den ganzen westlichen Himmel ausgebreiteten Dämmerungsschein, der noch immer fortdauert, getrennt erscheint. Unmittelbar nachdem die Gegendämmerung im Osten ihre größte Ausbreitung und Farbenintensität erreicht hat, beginnt der dritte Act der Dämmerung, die Entwickelung des sogenannten Purpurlichtes. Während die Gegendämmerung ganz schnell erblasst, überzieht sich der westliche Himmel mit einer rosenrothen Färbung, welche etwa 25° über dem Horizont ihre größte Intensität erreicht. Sie bildet dann eine nahezu kreisförmige Fläche mit äußerst zarten Rändern, welche selten höher als 45° hinaufreichen. Dieser wunderbar glänzende rosenrothe Schimmer gleitet schnell hinter den horizontalen Farbenschichten hinab, dehnt sich dabei seitwärts aus und vermischt sich deutlich erkennbar mit den vor ihm liegenden Färbungen, das Gelb in Orange, das Orange in Zinnoberroth verwandelnd. Ist die Sonne etwa 5 bis 6° unter den Horizont gesunken, so ist auch das Purpurlicht hinter dem hellen Segment am westlichen Himmel verschwunden, und der weitere Verlauf der Dämmerung besteht im allgemeinen nur in dem fortgesetzt schnellen Sinken des zuletzt nur noch mattröthlich schimmernden Dämmerungsscheines am westlichen Himmel. Verhältnismäßig selten folgt dem dritten Act als merkwürdiges Nachspiel ein einmaliges Wiederaufleuchten des bereits untergegangenen Purpurlichtes über dem bereits tief gesunkenen Dämmerungsschein, mit vorausgehender Gegendämmerung im Osten.

Die Erscheinungen der Morgendämmerung sind im wesentlichen dieselben, nur dass bei letzterer die Reihenfolge der Phasen die umgekehrte ist.

Über die Unterscheidung zwischen bürgerlicher und astronomischer Dämmerung und über die Dauer der Dämmerung in verschiedenen Breiten vgl. man S. 43 f.

Die von Kießling über die Ursachen der Dämmerungserscheinungen angestellten Untersuchungen und Experimente berechtigen zu der Annahme, dass die Absorption (Verschluckung) und Beugung des Lichtes, welche die Condensationsproducte in den untersten Schichten der Atmosphäre auf das durchgehende Sonnenlicht ausüben, die bezeichneten Erscheinungen hervorrufen, was mit der oben gegebenen Erklärung von Morgen- und Abendröthe im allgemeinen zusammentrifft.

Eine besondere Dämmerungserscheinung im Hochgebirge ist das Alpenglühen, welches mit seinem wunderbaren Purpurlicht namentlich auf Schneeflächen und steilen Felsabhängen einen geradezu magischen Eindruck hervorruft. Das Glühen zeigt sich, wenn die Sonne etwa 5° über dem Horizont steht und erreicht bald ein Maximum. Sinkt die Sonne tiefer (bis 2° unter dem Horizont), so erlischt der Glanz der directen Bestrahlung, die Alpengipfel nehmen die sogenannte „Leichenfarbe" an; sobald aber die Sonne 4° unter dem Horizont erreicht hat, leuchten sie in plötzlichem Nachglühen noch einmal auf, bis einige Minuten später die Nacht sich thatsächlich auf die Berge herabsenkt. Dieses zweimalige Purpurlicht stimmt mit dem dritten Acte und dem Nachspiel der oben geschilderten allgemeinen Dämmerungserscheinungen überein. Ähnliches kann man auch an exponierten Gebäuden beobachten, nur dass dieselben statt purpurn orangegelb gefärbt erscheinen.

Ungemein glänzende Dämmerungserscheinungen waren in der Zeit vom Herbste 1883 bis zu Anfang des Jahres 1884 zu sehen. Nach der Schilderung Krones war nach dem Untergange der meist in intensiv hellem Goldglanze strahlenden Sonne der westliche Himmel rothgelb und orange gefärbt und diese Farben breiteten sich, gegen den Ostpunkt hin ins Grünliche spielend, mehr und mehr um den ganzen Gesichtskreis aus. Die unmittelbare Umgebung der Sonne leuchtete in purpurner Glorie, der übrige Horizont dagegen reflectierte ein stumpferes rosenrothes Licht, welches näher dem Scheitelpunkte sich in ein fahles Grünlichgelb verwandelte. Plötzlich gieng dann die vorwiegend gelbe Himmelsfarbe in

reines Orange über, nur am Untergangspunkte behauptete sich der Purpurschein. Bei der Morgendämmerung war die Aufeinanderfolge der Phasen umgekehrt. Diese ungewöhnlichen Dämmerungserscheinungen haben die Gelehrtenwelt vielfach beschäftigt und mehrere Erklärungen veranlasst. Da kurz vorher, am 26. und 27. August 1883, eine furchtbare vulcanische Eruption auf der Insel Krakatau bei Java stattgefunden hatte, lag es nahe, beide Vorgänge miteinander in Verbindung zu bringen und das eigenthümliche „Nebelglühen", wie man die optische Erscheinung nannte, auf die in die Atmosphäre emporgetriebenen, vergasten und zerstiebten, mit Verbrennungsproducten vermischten Wassermassen zurückzuführen. Diese Ansicht vertrat Kießling mit solchem Erfolge, dass die Mehrzahl der Forscher ihm zustimmte. Doch wurden auch gegründete Einwände gemacht; so wies J. Hann auf das Bedenkliche der Annahme hin, dass die feinen Aschen-



Leuchtende Nachtwolken nach Jesse.

theilchen sich so lange Zeit hindurch in der beträchtlichen Höhe von 60 bis 70 *km*, wie man sie schätzte, scheinbar erhalten haben sollten. Daher fand auch die Erklärung des Phänomens durch kosmische Staubmassen, welche unter anderem R. v. Lendenfeld verfocht, ihre Anhänger. (Vgl. S. 33.)

Bei diesem Nebelglühen erschien die Sonne, so lange sie noch höher am Himmel stand, häufig von einer blauen oder bläulichgrünen Gloriole umgeben und leuchtete selbst in diesen Farben, statt wie sonst in reinem Weiß. Da beobachtete aber Sereno Bishop in Honolulu am 5. September 1883, dass die gewöhnlich blassblaue Umgebung der Sonne in einem Abstand von 5 bis 6° eine röthliche Färbung zeigte und nach außen hin eine mehr bräunlichrothe Farbe annahm, welche nach und nach in das Blaue des Himmels übergieng. Die größte Farbenentwickelung war in einem Radius von 14 bis 15°, die Ausdehnung der

ganzen Erscheinung etwa 25 bis 30° von der Sonne. Dieses später wiederholt wahrgenommene Phänomen hat man nach seinem Entdecker den Bishop'schen Ring genannt. Bishop nahm für das Entstehen desselben auch den Krakatau-Ausbruch in Anspruch.

Noch war das Nebelglühen nicht ganz verschwunden, als sich im Sommer 1885 innerhalb der Erdatmosphäre eine neue, höchst seltsame Erscheinung zeigte, welcher die Wissenschaft den Namen „leuchtende Nachtwolken" beigelegt hat. In unseren Breiten erschienen diese räthselhaften Bildungen, welchen der Berliner Astronom O. Jesse vom Anfang an große Aufmerksamkeit zuwandte, besonders auffällig nur kurze Zeit im Jahre, und zwar zur Zeit des Sommersolstitiums, also von Anfang Juni bis Ende Juli. Sie standen ausnahmslos im sogenannten Dämmerungssegment, jenem hellen Bogen, der dem Stande der Sonne unterhalb des Horizontes um diese Zeit folgt, und erhoben sich nur ausnahmsweise wenige Grade über dasselbe. Die „leuchtenden Wolken" haben im allgemeinen das Aussehen der Cirrus- oder Federwolken, unterscheiden sich aber von diesen in einem Punkte ganz wesentlich: während die Federwolken dunkel auf hellem Grunde erscheinen, sieht man die leuchtenden Wolken in hellem, phosphorescierendem Silberlicht auf dunklem Grunde strahlen. Seither angestellte Messungen haben ergeben, dass die merkwürdige Erscheinung sich in einer außerordentlichen Höhe entwickelt, denn während die Cirruswolken nur 13 *km* hoch stehen, befinden sich die leuchtenden Nachtwolken in einer mittleren Höhe von 83 *km*. Seit dem ersten Auftreten 1885 ist das Phänomen von Jahr zu Jahr seltener beobachtet worden, doch noch im Sommer 1889 gelangen photographische Aufnahmen. Mac Connel in St. Moriz (Graubünden) hat die leuchtenden Nachtwolken auch den Winter hindurch verfolgen können, im December 1888 wurden sie von Stubenrauch in Punta-Arenas an der Südspitze Amerikas zweimal gesehen, was wichtig ist, weil man früher glaubte, dass sie den mittleren und höheren Breiten der südlichen Hemisphäre fehlen. Jesse ist der Ansicht, dass Träger der Erscheinung eine in großer Höhe über der Erde schwebende Dunstmasse, ein im feinsten Verdünnungszustande befindliches Gas sei.

Wohl die lieblichste optische Erscheinung des Luftkreises ist der Regenbogen, welcher zu allen Zeiten die bewundernden Blicke der Menschen gefesselt und ihre Einbildungskraft zu poetischem Schaffen angeregt hat. „Die Hebräer sahen in ihm das Pfand der Versöhnung Jehovas, nachdem sein strafender Zorn ein entartetes Geschlecht durch die Sündflut ausgetilgt. Für unsere kriegerischen Vorfahren war er die hochgewölbte Brücke Bifrost, auf welcher die Seelen der gefallenen Tapferen nach der Walhalla emporstiegen, und die reiche Phantasie der Hellenen lieh ihm sogar persönliches Leben, indem sie ihn als Götterbotin Iris den Olympiern zugesellte."

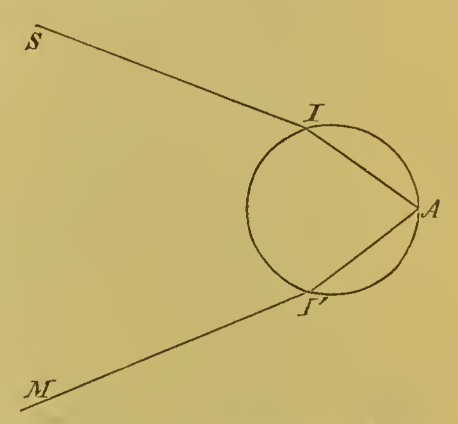
Der Regenbogen[1]) ist ein farbiger Kreisbogen, den man bekanntlich sieht, wenn man eine regnende Wolke vor sich und die Sonne im Rücken hat. Er bildet gleichsam die Basis eines Kegels, in dessen Spitze das Auge steht und dessen Achse mit der geraden Linie zusammenfällt, welche man durch die Sonne und das Auge legen kann. Um den Regenbogen zu erklären, muss man den Weg der Sonnenstrahlen durch die Regentropfen verfolgen. Die Tropfen sind im allgemeinen kugelrund. Der bei I in einen Regentropfen einfallende Lichtstrahl wird gebrochen, an der Hinterwand des Tropfens bei A tritt er nur zum Theil in

---

[1]) Griechisch Iris oder mythologisch Thaumantias, lateinisch Arcus coelestis, französisch arc-en-ciel, englisch rainbow, italienisch arcobaléno.

die Luft hinaus, ein anderer Theil wird zurückgeworfen, hierauf bei seinem Austritte in die Luft bei I′ wieder gebrochen und in sieben farbige Strahlen zerlegt, deren unterster roth, der oberste violett ist. Je nach der Stellung meines Auges zu dem Tropfen sehe ich den einen oder den anderen Strahl, aber solange die Stellung nicht verändert wird, nur einen, etwa roth. Erst wenn das Auge seine Stellung ändert, erglänzt ihm der Tropfen in anderer Farbe, nun etwa gelb. Diese Erscheinung wird aber durch eine Regenwand unendlich vervielfacht; dieselbe hat genug Tropfen übereinander, um unserem Auge alle Farben des Regenbogens zugleich zuzusenden. Die höher befindlichen Strahlen senden ihre untersten, d. h. rothen Strahlen, indes die anderen am Auge vorübergehen; die unteren Tropfen ihre oberen Strahlen, die violetten. Daher folgen die Farben im Regenbogen von oben (außen) nach unten (innen): Roth, Orange, Gelb, Grün, Hellblau, Indigo, Violett. Die einzelnen Tropfen folgen sich beim Regen mit solcher Schnelligkeit, dass die Stelle, welche eben noch der eine innehatte, im nächsten Augenblicke schon von einem anderen eingenommen wird, so dass der Effect derselbe ist, als ob jeder unbeweglich an seiner Stelle bliebe.

Bei der Bildung des Regenbogens kommt es auch sehr auf den Winkel an, unter dem die Sonnenstrahlen in die Regentropfen einfallen. Die durch die zweimalige Brechung und einmalige Zurückwerfung erzeugte Ablenkung, welche die Strahlen in den Regentropfen erleiden, muss so groß sein, dass ein Theil der austretenden Strahlen noch das Auge des Beobachters erreichen kann. Dies ist aber nicht der Fall, wenn die Sonne zu hoch am Himmel steht, d. h. mehr als 42° über dem Horizont, weil dann die austretenden Strahlen den Erdboden treffen, oder anders gesagt, weil dann der ganze Bogen unter den Horizont zu liegen käme. Je tiefer aber die Sonne steht, desto größer wird der Regenbogen; bei Sonnenauf- und Untergang sieht man ihn als vollen Halbkreis. Nur auf hohen Berggipfeln oder vom Luftballon aus zeigen sich Regenbogen als vollständige Kreise.

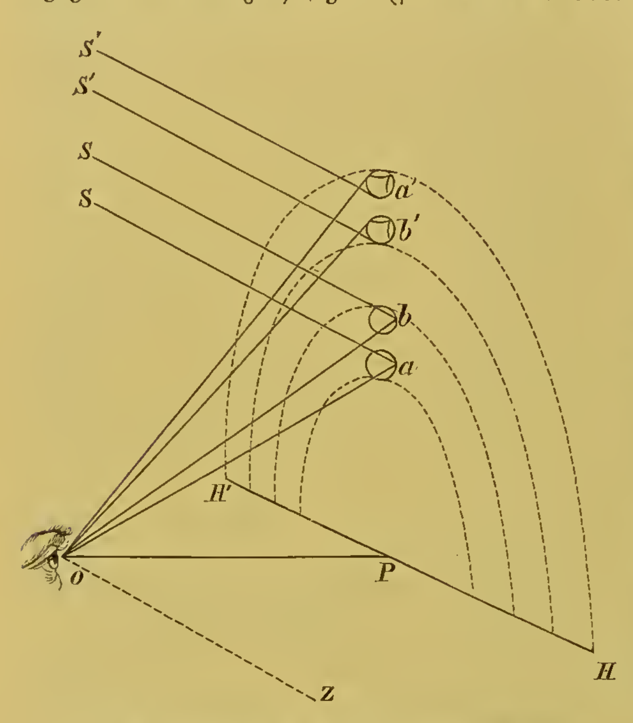


Brechung eines Lichtstrahles in einem Regentropfen.

Die Bogenform, beziehungsweise Kreisform des Regenbogens erklärt sich daraus, dass alle Regentropfen, welche gleich weit vom Auge des Beobachters entfernt liegen, ihm die gleichfarbigen Strahlen zusenden. Das Auge sieht einen Kreis oder Kreisbogen, dessen Mittelpunkt auf der von der Sonne durch das Auge gezogenen Geraden liegt und dessen Halbmesser unter einem Winkel von 42° (genauer 42° 30′) erscheint. Dieser Winkel entspricht dem Roth; die violetten Strahlen treten unter einem Winkel von 40° 30′ aus den Regentropfen aus. Zwischen diesen äußersten Bogen von 42° 30′ und 40° 30′ erscheinen die der übrigen prismatischen Farben und so bildet also gewissermaßen der Regenbogen ein zu einem kreisförmigen Bande von 2° Breite ausgedehntes Spectrum. Aus der Entstehung des Regenbogens ergibt sich auch, dass jeder einzelne Beobachter nur seinen eigenen Regenbogen und keinen anderen sieht.

Gewöhnlich zeigt sich der Hauptregenbogen noch concentrisch umgeben von einem blasseren Nebenregenbogen. Seine Entstehung soll die beigefügte Figur (S. 328) erklären, die freilich als perspective Zeichnung des Regenbogens genau genommen etwas Unmögliches darstellt, weil, wie eben gesagt, der Regenbogen

eine rein subjective Erscheinung ist. Die Regentropfen, welche außerhalb der Zone der den Hauptregenbogen bildenden Tropfen fallen, entsenden diejenigen Strahlen zum Auge des Beobachters, die zweimal zurückgeworfen und zweimal gebrochen werden. Daher ist auch die Reihenfolge der Farben beim Nebenregenbogen umgekehrt, nämlich das Roth innen, das Violett außen. Sein Halbmesser beträgt 51°, indem er der kleinsten Ablenkung entspricht, welche die Sonnenstrahlen nach zweimaliger Zurückwerfung und zweimaliger Brechung erleiden. Die ringförmige Fläche, die beide Regenbogen zwischen sich lassen, und die ungefähr 7·5° breit ist, erscheint gewöhnlich dunkler als der übrige Theil des Himmels, weil von ihr aus keine Strahlen, welche in den Tropfen einmal oder zweimal reflectiert worden sind, das Auge treffen können. Eine immer noch nicht aufgeklärte Erscheinung bilden dagegen die überzähligen (secundären oder complementären) Regenbogen, welche sich als abwechselnd purpurn und grünlich gefärbte Streifen darstellen; jenseits des Violett, mit welchem doch der Theorie gemäß der Farbenbogen seinen Abschluss finden sollte, sieht man hie und da noch weitere gefärbte Ringe auftreten, die gewöhnlich nur wenige Bogengrade umfassen, die sich aber gelegentlich auch bis zum Horizonte herab verfolgen lassen. Zuweilen, insbesondere bei böigem Wetter, wo die Regenschauer vielfach nur eine beschränkte Ausdehnung haben, erscheinen unvollständige Regenbogen, welche wohl als Vorboten von stürmischer Witterung gehalten werden, die aber nach der Ansicht van Bebbers eher das Erlöschen der Stürme, deren Begleiter die Böen sind, anzeigen dürften.



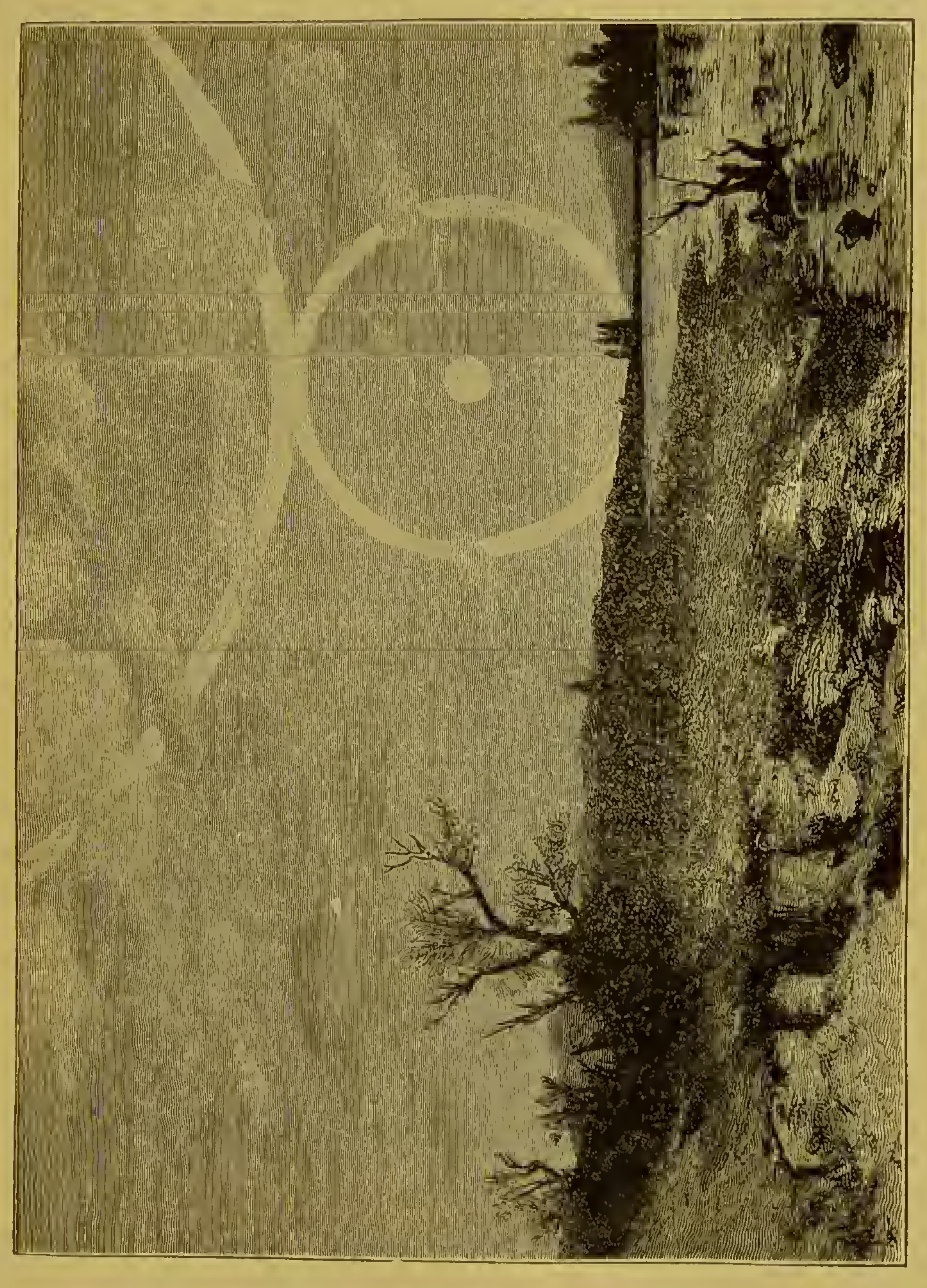
Die Entstehung des Haupt- und des Nebenregenbogens.

Was vielfach bezweifelt wurde, ist durch wiederholte Beobachtungen zur Genüge constatiert, nämlich dass es auch ein Spiegelbild des Regenbogens gibt. In einer ruhigen Wasserfläche kann man eventuell bis zu vier durch Spiegelung entstandene Regenbogen wahrnehmen. Dagegen ist es unmöglich, einen Regenbogen zu photographieren.

Übrigens sind zur Erzeugung der Regenbogen nicht gerade Regentropfen erforderlich; das Phänomen kann überall da auftreten, wo sich compacte Wassertropfen bilden, also bei Wasserfällen und Springbrunnen, in dem von Mühlrädern aufgewirbelten Wasserstaube oder in dem sonnenbeschienenen Gischt der vom Sturme gepeitschten Meereswogen. Selbst bethaute Wiesen bieten einen ganz geeigneten Untergrund.

Auch ein starker Nebel kann die Regenwand ersetzen. Im Hochgebirge sieht der Wanderer oftmals auf einer dichten Nebelschicht einen hellglänzenden Bogen entstehen, den man als Nebelbogen oder weißen Regenbogen (Nebelfresser) bezeichnet. Derselbe erscheint meistens weiß und höchstens am äußeren Rande etwas

röthlich; sein Halbmesser ist etwa 3·5° kleiner als derjenige des gewöhnlichen Regenbogens. Die Theorie des Regenbogens lehrt nämlich, dass der Radius um so kleiner ist, je kleiner die Wassertropfen sind, welche ihn verursachen. Die Farblosigkeit erklärt sich nach Tyndall aus der Kleinheit der Wasserkügelchen in Nebelbänken.



Sonnenhof.

Die Sonne ist nicht allein Erzeugerin von Regenbogen; auch der Mond kann einen solchen hervorrufen und der prächtige Mondregenbogen, wie ihn Schiller in seinem „Wilhelm Tell" treffend schildert, ist keine gar so seltene Erscheinung. Doch ist der Nachtregenbogen immer lichtschwach, so dass er nur bei Vollmond deutlich gesehen werden kann.

Den Regenbogen verwandte Erscheinungen sind die Höfe und Ringe um Sonne und Mond, die Nebensonnen und Nebenmonde und ähnliche Phänomene, da auch sie auf Brechung und Reflexion der Lichtstrahlen zurückzuführen sind. Die Höfe oder kleinen Ringe, welche man zuweilen um den Mond, seltener um die Sonne bemerkt und die nur wenigen Durchmessern der Sonne oder des Mondes gleichzukommen scheinen, zeigen prismatische Färbungen in derselben Weise

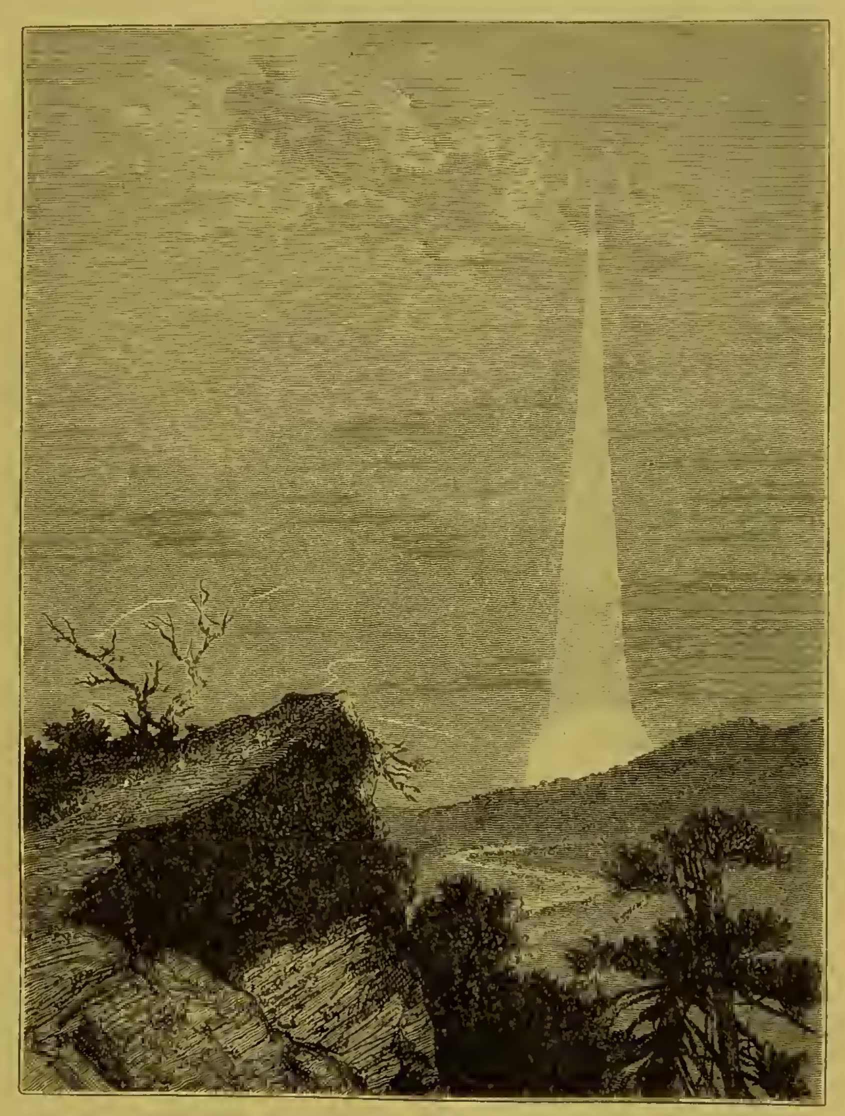


Mondkreuz.

wie der Regenbogen, nach außen roth, nach innen violett. Das Licht der Sonne ist zu blendend, als dass man die lichtschwachen Ringe häufig zu sehen vermöchte; sie treten aber sofort hervor, wenn man das Spiegelbild der Sonne auf einer Wasserfläche oder auf einer geschwärzten Glasplatte betrachtet. Solche Lichtkränze kann man mit Ausnahme der Cirruswolken bei fast allen Wolken beobachten, die überhaupt noch die Strahlen der Sonne oder des Mondes hindurchlassen. Besonders schön erscheinen sie bei leichtem Nebel. Man erklärt sie durch die Beugung,

welche die Lichtstrahlen an den in der Atmosphäre schwebenden kleinen Wasserkügelchen erleiden.

Auffälliger sind die großen Höfe, welche am häufigsten die Sonne und den Mond als concentrische Kreise in Abständen von 22 bis 23°, 44 bis 47° und in seltenen Fällen von 90° umgeben. Sie kehren, wenn sie farbig sind, stets die rothe Seite dem Gestirn zu, während die übrigen Farben des Regenbogens mehr oder weniger deutlich ausgesprochen nach außen hin aufeinander folgen. Diese



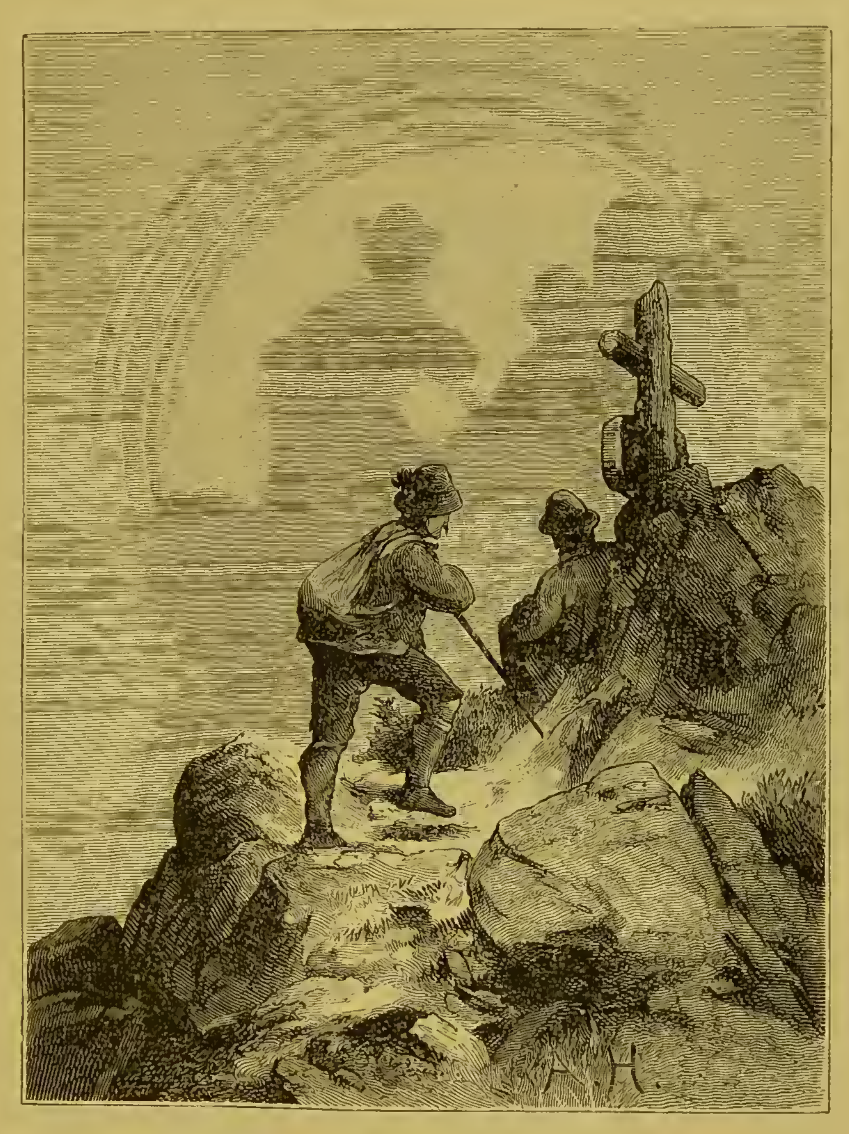
Sonnensäule.

Lichtringe, für die von Aristoteles die Bezeichnung „Halo" eingeführt wurde, entstehen durch Reflexion und Brechung der von dem leuchtenden Körper ausgehenden Strahlen an und in den regelmäßigen sechseckigen Säulchen der Eiskrystalle, welche in den höheren Regionen unserer Atmosphäre schweben. Infolge der nicht immer gleichen, sondern zuweilen wechselnden Stellung dieser Eiskrystalle sowohl gegenüber dem leuchtenden Körper, als gegenüber dem Auge des Beobachters gelangen die Lichtstrahlen nicht immer in derselben Richtung an unser Auge, wodurch

die mannigfach gestalteteten Kreise, Bogen und Streifen hervorgebracht werden, aus denen diese Phänomene sich mitunter zusammensetzen. Während die eigentlichen Höfe die Sonne oder den Mond in concentrischen Kreisen umgeben, durchschneiden wieder andere, meist viel größere und daher selten vollkommen ausgebildete Lichtbogen den betreffenden Himmelskörper. Unsere Abbildung (S. 329) zeigt außer einem gewöhnlichen Sonnenhof noch oben einen fragmentarischen Kreisbogen. Die Kreuzungsstellen solcher Lichtstreifen mit dem eigentlichen Hof, welche stets durch helleres Licht sich auszeichnen, heißen Nebensonnen oder Nebenmonde. Da ein Horizontalkreis am öftesten ausgebildet ist, sind auch die rechts und links vom leuchtenden Körper stehenden Nebenbilder die häufigsten. Wenn der horizontale, durch die Sonne oder den Mond gehende Kreis gleichzeitig mit einem verticalen Kreis oder Lichtstreifen verbunden ist, kann dadurch ein weißes Kreuz erzeugt werden, in dessen Mitte der leuchtende Körper steht (vgl. die Abbildung eines Mondkreuzes auf S. 330). Dasselbe kann sich aber auch auf der dem Himmelskörper gegenüberliegenden Stelle des Firmamentes bilden, wo sich die beiden Kreise wieder schneiden. Sind die Kreisbogen an dieser Stelle nicht mehr so hell, dass die Kreuzform hervortritt, so ist sie doch durch eine größere Helligkeit gekennzeichnet, und man nennt sie dann Gegensonne. Ein Gegenmond wurde, wie R. Spitaler bemerkt, noch nie beobachtet. Durch die Vermischung des eigentlichen Hofes mit den durchkreuzenden Ringen, in deren Gefolge wieder die Nebenbilder auftreten, sowie mit den fragmentarischen Berührungskreisen entstehen mitunter äußerst verwickelte, prachtvolle Lichtphänomene, die oft stundenlang währen. Bei dem sogenannten „Römischen Phänomen“, welches 1629 beobachtet wurde, traten gleichzeitig mehrere sehr helle Nebensonnen auf. Hevelius hat im Jahre 1661 einmal sieben Sonnen zugleich gesehen. Am großartigsten war aber das „Petersburger Phänomen“ am 29. Juni 1790, bei welchem zwei vollständige und vier fragmentarische Ringe, sowie sechs Nebensonnen beobachtet wurden. Endlich kommt es zuweilen bei Sonnenauf- oder Untergang vor, dass vom Verticalkreis nur der obere Theil, aber mitunter in solcher Pracht ausgebildet ist, dass er einer röthlichen, schmalen Feuersäule gleicht, die bis auf 40° über den Horizont heraufragt; man nennt diese Erscheinung eine Sonnensäule. (Siehe die Abildung auf S. 331.)

Unter der Bezeichnung „irdische Nebelbilder“ fasst man verschiedene optische Erscheinungen zusammen, welche bei Nebelwetter vorkommen: den Ulloaring, das Brockengespenst und den Glorienschein. Der Ulloaring oder Cirkel Ulloas tritt dann auf, wenn der Beobachter die Sonne im Rücken und die Nebelwand vor sich hat, wobei derselbe den Schatten seines Kopfes mit Farbenringen umgeben sieht. Benannt ist die Erscheinung nach dem spanischen Naturforscher Ulloa (1716 bis 1795), welcher sie zuerst in den Codilleren Südamerikas beobachtete. Das Brockengespenst ist etwas Ähnliches. Wenn der Beobachter einen ganz freien, isolierten Standpunkt einnimmt, z. B. auf einer Bergspitze oder auf einem Bergkamme, und hinter sich die tiefstehende Sonne, vor sich eine Nebelwand hat, so erblickt er auf letzterer seinen scheinbar riesenhaft vergrößerten Schatten, zuweilen den Kopf desselben von prachtvoll gefärbten concentrischen Ringen umgeben. Der Name dieses Phänomens rührt von Silberschlag her, welcher es auf dem Brocken beobachtete und 1780 zuerst beschrieb. Viel häufiger aber als auf dem Brocken wird es in den Alpen beobachtet und Pilatus, Rigi, Mythen und Zugspitze sind als sehr geeignete Localitäten zur Beobachtung dieser Erscheinung bekannt. Gewöhnlich sieht man den Schatten der eigenen Person viel schärfer als den der Begleiter, ja mitunter sind die übrigen Schattenrisse so schwach, daß man nur den eigenen Schatten wahrnehmen kann. Jedenfalls sind Abbildungen des Brockengespenstes

(wie auch unsere) insofern unrichtig, als man dasselbe außerhalb des Standpunktes des Beobachters und diesen zugleich nicht sehen kann. Die riesenhafte Größe, in welcher das Schattenbild gewöhnlich erscheint, beruht auf einer unbewußten Gesichtstäuschung, indem wir die Entfernung größer schätzen, als sie wirklich ist. Da die Sonnenstrahlen unter sich parallel sind, kann der Schatten in der That nicht größer sein als der schattenwerfende Körper selbst. Scoresby beobachtete das Phänomen



Brockengespenst, in den Hohen Tauern beobachtet.

des Brockengespenstes ausgezeichnet schön in den Polargegenden von dem Mastkorbe der Schiffe aus. Auch die Luftschiffer sehen häufig auf den Wolkenschichten, über welche sie emporgestiegen sind, den kolossalen Schatten ihres Ballons, den farbige Ringe umgeben. Ein derartiges Schauspiel genoß Camille Flammarion auf einer Luftfahrt im April 1868. Der Ballon schwebte auf der eigenthümlich wellenförmigen oberen Fläche der Wolkenzone, als auf einmal das Bild desselben, selbst mit den kleinsten Einzelheiten, in einer Entfernung von vielleicht 30 *m*, der

eben hervortretenden Sonne gegenüber, sichtbar wurde. Dabei war die Gondel von verschieden gefärbten concentrischen Kreisen umgeben, der innerste gelbweiß, dann folgten ein blassblauer, ein gelber, ein graurother und zu äußerst ein schwach violetter.

Lommel gibt für die Entstehung des Brockengespenstes folgende Erklärung: Die Nebeltheilchen neben und über dem Kopfe des Beobachters wirken beugend auf die Sonnenstrahlen, ganz ebenso wie bei der Entstehung der Höfe; die farbigen gebeugten Strahlen fallen auf die Nebelschicht, welche auch den Schatten auffängt, und werden durch sie in der entgegengesetzten Richtung, in welcher sie angekommen sind, also nach dem Auge des Beobachters hin, zurückgeworfen. Dieser muss daher um den Schatten seines Kopfes ein Ringsystem mit derselben Farbenfolge wie bei den Sonnen- und Mondhöfen gewahren, welches aber viel auffallender hervortritt als letztere, weil jetzt nicht ein blendend heller Körper, sondern ein lichtschwacher Schatten im Mittelpunkt sich befindet.



Seitliche Spiegelung eines Ballons.

Noch sei erwähnt, dass R. Garbe eine von ihm gemachte Beobachtung mittheilt, welche dem Brockengespenst zur Seite gestellt werden kann. Als er sich im Sommer 1885 im Himalaya aufhielt, gieng er einmal nachts bei sehr dichtem Nebel nach Hause, von einem Diener begleitet, der die Laterne trug. Da erblickte er plötzlich einige Schritte neben sich auf der der Laterne entgegengesetzten Seite sein Abbild dunkelschwarz und mit ganz scharfen Umrissen in vielleicht 10- bis 15facher Vergrößerung in dem Nebel. Der Umstand, dass der eingeborene Diener die Erscheinung auf hindustanisch „Parchain" (Schattenbild) nannte und erklärte, dass die abergläubischen Bhutias solche Schattenbilder für Dämonen halten, deutet darauf hin, dass diese Erscheinung dort häufiger wahrzunehmen ist.

Unter Glorien- oder Heiligenschein versteht man farbige Ringe, die man zuweilen um den eigenen Kopfschatten erblickt, wenn derselbe auf eine bethaute Wiese oder einen Kleeacker fällt. Nach der von Lommel gegebenen Erklärung besteht der helle Schein aus dem Lichte, welches, durch die Tropfen gebrochen, von deren Unterlage aufgefangen wird und nun durch die Tropfen hindurch wieder gegen die Lichtquelle zurückkehrt. Es findet also eine viermalige Brechung und eine einmalige Reflexion der Lichtstrahlen statt.

Die schon oben besprochene irdische Refraction veranlasst namentlich am Horizont ganz merkwürdige Phänomene, welche noch eine nähere Betrachtung erfordern. So tritt infolge ungleicher Erwärmung der übereinander lagernden Luftschichten eine Senkung oder Depression des Horizontes ein, welche uns den-

selben kleiner erscheinen läſst, als er wirklich ist. Umgekehrt kann durch Abkühlung eine Erhebung des Horizontes bewirkt werden, welche man gewöhnlich Kimmung, wenn sie auf dem Meere auftritt, auch Seegesicht[1]) nennt. Es werden dann Gegenstände, welche für gewöhnlich unter dem Horizonte liegen, in die Höhe gehoben und dadurch sichtbar. So sah Latham am 26. Juli 1797 zu Hastings in Kent die sonst von der Erdkrümmung verdeckte französische Küste bei Dieppe ohne Teleskop, und Vince sah am Abend des 6. August 1806 von Ramsgate aus das ganze Schloſs von Dover bis zum Boden, während man unter normalen Umständen nur die Spitzen der vier höchsten Thürme desselben gewahrt. Für J. Müller war an den Gestaden des Bodensees die Kimmung gar nichts Seltenes. Es ist klar, daſs diese Erscheinung mitunter eine ansehnliche Erweiterung des irdischen Horizontes bewirken kann. Mit Recht macht daher J. Frischauf darauf



Seegesicht auf dem Polarmeere.

aufmerksam, daſs die Behauptung mancher Bergsteiger, sie hätten von den Spitzen der Hohen Tauern das Adriatische Meer und selbst die Stadt Venedig gesehen, auf Wirklichkeit beruhen könne. Wenn man von dem Gipfel des Montblanc in der That die Spitze des Straßburger Münsters gesehen hat, so kann dies nur auf Kimmung zurückgeführt werden, indem das Münster außerhalb des mathematischen Horizontes des Montblanc liegt und nicht hoch genug ist, um noch über die Ebene desselben emporzuragen. Scoresby hatte in den grönländischen Meeren oft Gelegenheit, das sogenannte Seegesicht wahrzunehmen. Bald sah er entfernte Schiffe in verticaler Richtung verlängert oder zusammengedrückt, bald sah er doppelte Bilder, ein aufrechtes und ein verkehrtes von Schiffen, welche in einer

[1]) Französisch Mirage, englisch Looming, holländisch Uppdracht, norwegisch Hildring.

Entfernung von 30 Seemeilen, also noch vollständig unter dem Horizonte waren. Die Sage vom „fliegenden Holländer" basiert unzweifelhaft auf dem Seegesicht.

Alle diese Erscheinungen rühren nur von der ungleichen Erwärmung und Dichtigkeit der unteren Luftschichten her. Die Lichtstrahlen werden von ihrer ursprünglichen Richtung ansehnlich abgelenkt und versetzen dadurch das Bild des Gegenstandes an eine andere Stelle. Da wir aber alle Dinge in gerader Richtung zu sehen gewohnt sind, können wir unter Umständen den Eindruck empfangen, als ob der doppelt — aufrecht und umgekehrt — gesehene Gegenstand sich in einer Wasserfläche spiegeln würde. Daher bezeichnet man auch diesen Vorgang als Spiegelung, wiewohl er eigentlich eine ungewöhnliche Brechung darstellt, und die Benennung „Luftspiegelung" ist allgemein üblich. Die zahlreichen Namen für diese Erscheinung, welche uns bei den verschiedenen Völkern begegnen, bezeugen ihre weite Verbreitung. In Italien wird diese Täuschung als „Fata Morgana", in den ungarischen Pußten als verführerische „Delibab", in Nordafrika und Arabien als Sehrab, d. i. geheimnisvolles Wasser, oder auch als Bachr el-Afrid, Sohn des Teufels, von den phantasiereichen Indern als Chiltram, Bild, oder Sikata, d. i. „Schlösser der kalten Zeit", oder als „Durst der Gazelle" bezeichnet. Der Name der Italiener, welche die oft so zauberhaften Hallucinationen der Luftspiegelung im Volksglauben der Fee Morgana[1]) zuschreiben und den Sitz der letzteren an die Straße von Messina verlegen, ist seit Minasi 1773 Gemeingut der wissenschaftlichen Sprache aller Völker geworden.

Das sozusagen classische Land der Luftspiegelung ist das untere Ägypten, eine große und weite, nur mit wenigen zerstreuten Hügeln besetzte Ebene. „Gewöhnlich ist die Luft ruhig und rein. Wenn die Sonne aufgeht, erscheinen alle entfernten Gegenstände scharf und deutlich; sobald aber die Tageshitze merklich, der Boden durch die Sonnenstrahlen erhitzt wird und die unteren Luftschichten an dieser hohen Temperatur theilnehmen, so entsteht in der Luft eine Art zitternder Bewegung, welche dem Auge sehr merklich ist und welche auch in unseren Gegenden an heißen Sommertagen beobachtet wird. Wenn nun kein Wind geht und die Luftschichten, welche auf dem Boden ruhen, unbeweglich bleiben, während sie durch die Berührung mit dem Boden erhitzt werden, so entwickelt sich das Phänomen der Luftspiegelung in seiner ganzen Pracht. Der Beobachter, welcher nach der Ferne schaut, sieht noch das directe Bild aller Erhöhungen, der Dörfer, kurz aller hohen Gegenstände; unterhalb derselben sieht er aber ihr verkehrtes Bild, ohne den Boden sehen zu können, auf welchem sie sich erheben; alle diese Gegenstände erscheinen ihm also, als ob sie sich mitten in einem ungeheuren See befänden. Diese Erscheinung wurde während der französischen Expedition in Ägypten oft beobachtet, sie war für die Soldaten ein ganz neues Schauspiel und eine grausame Täuschung. Wenn sie aus der Ferne den Reflex des Himmels, das verkehrte Bild der Häuser und Palmenbäume sahen, so konnten sie nicht zweifeln, dass alle diese Bilder durch die Oberfläche eines Sees gespiegelt seien. Ermüdet durch forcierte Märsche, durch die Sonnenhitze und eine mit Sand beladene Luft liefen sie dem Ufer zu, aber dieses Ufer floh vor ihren Augen; es war die erhitzte Luft der Ebene, welche das Ansehen von Wasser hatte und welche das Spiegelbild des Himmels und aller erhabenen Gegenstände der Erde zeigte". Auch in der libyschen Wüste, in Arabien, in Abessinien ist die Luftspiegelung eine häufige Erscheinung. Sie fehlt der provencalischen Crau nicht und wird auch im bayerischen Alpenvorlande, sowie auf dem Genfersee, auf den Nordseeinseln und an der Ostseeküste nicht selten beobachtet.

---

[1]) Fata, italienisch = Fee, Morgana = Marigena, die Meergeborene.

Besonders schön erscheint sie bei Neapel und Reggio, sowie an der Küste Siciliens. In den Pußten Ungarns tritt das Phänomen namentlich im Sommer auf. Wenn die große Hitze und Dürre fast den ganzen Pflanzenwuchs vernichtet hat, sieht der Reisende wie mit einem Zauberschlage von allen Seiten Wasser von perlgrauer oder blauer Farbe gegen sich heranfluten und wogen. Neckend rückt die Wasserflut dem Wanderer näher und flieht, wenn er darauf zukommt. Nur der Umstand, daſs die Flut auch hinter ihm sich schließt, wo er doch erst vor einer Stunde auf trockenem, dürrem Boden wandelte, sowie die Beobachtung, daſs die auch hinter ihm nachrückende Flut zurückweicht, sobald er sich von ihr erreicht glaubt, kann ihn auf den Gedanken bringen, daſs die ganze Erscheinung ein Trugbild, eine Täuschung sei. Wenn die Theiß mit ihren Nebenflüssen und Bächen ausgetreten ist und das Land weithin überschwemmt hat, so vermag man oft, von



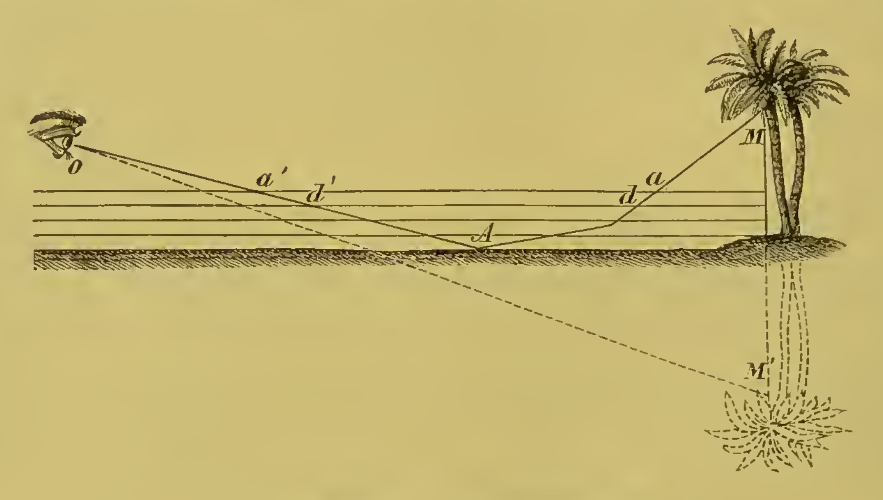
Luftspiegelung, von G. Tissandier beobachtet.

einem Ocean umgeben, nicht zu unterscheiden, welches das wahre und welches das scheinbare, vorgespiegelte Wasser ist. Aus diesen blauen oder perlgrauen Fluten tauchen in wechselnden Bildern Gegenstände aller Art auf, Gebüsche, Dörfer, Städte, Schlösser u. s. w. bilden die herrlichsten Gruppen, an denen das Auge staunend haftet.

Auch bei Luftschiffahrten sind ähnliche Spiegelungen mehrmals beobachtet worden. G. Tissandier, welcher am 16. August 1868 von Calais aus eine Luftfahrt unternahm, berichtet über eine solche Erscheinung folgendermaßen: Die ganze nordwestliche Seite des Horizontes lag da wie ein dämmergraues Chaos. Er wandte den Blick nach oben, um die Grenze dieser Wolkenwand zu suchen, und wie groß war sein Erstaunen, als er gerade über sich eine weit gedehnte grünliche Dunstschicht, gleichsam einen himmlischen See, gewahrte! — Nicht lange,

so schien ein kleiner Punkt sich auf dieser Fläche zu bewegen. Es war ein Schiff, so groß wie eine Nussschale, und als er seine Blicke fester darauf heftete, erkannte er, dass es umgekehrt auf diesem umgekehrten Ocean schwimme. Die Masten waren abwärts, der Kiel aufwärts gerichtet. Einen Augenblick später sah er das Spiegelbild des Postdampfers, welcher von Calais nach England steuerte, und mit dem Fernrohre entdeckte er selbst den Rauch seines Schlotes. Immer neue Barken und Schiffe erschienen, und er wusste zuletzt kaum, was schöner sei — ob das Meer dort unten, oder sein magischer Widerschein hier oben?

Die Erklärung der Luftspiegelung haben Monge und nach ihm noch bestimmter Biot gegeben. Bei starker Sonnenhitze und ruhiger Luft ist es möglich, dass die unteren Luftschichten, welche, von dem Boden erhitzt, eine geringere Dichtigkeit besitzen als die höheren, kälteren, ruhig auf dem Boden ausgebreitet bleiben und nicht aufsteigen. Betrachten wir nun die beigefügte Zeichnung, so ist es zunächst klar, dass das Auge ein directes Bild des Punktes M in gerader Richtung sieht; wenn auch die Strahlen nicht in einer absolut geraden Linie von M nach o gelangen werden, weil die Luft nicht überall gleiche Dichtigkeit hat, so werden sie aber nur



Zur Erklärung der Luftspiegelung.

unbedeutende Ablenkung erleiden, wodurch höchstens eine geringe Hebung oder Senkung des directen Bildes entstehen kann. Unter den Strahlen, welche der Punkt M nach allen Richtungen aussendet, sind aber auch solche, welche den Weg M a d A d′ a′ o verfolgen; da wir bekanntlich die Quelle einer Lichterscheinung stets in gerader Linie zu suchen gewohnt sind, werden sie scheinbar in der Richtung o M′ ins Auge gelangen und daselbst ein verkehrtes Bild des Gegenstandes erzeugen. Wirklich wird der Strahl M a, wenn er auf eine tiefere, weniger dichte Luftschicht trifft, so gebrochen werden, dass er sich vom verticalen Einfallslothe entfernt; dasselbe geschieht aber, wenn er auf die nächst tiefere, wieder weniger dichte Luftschicht trifft. Dies geht so fort, und infolge dessen wird die Richtung der Strahlen immer schräger, bis sie endlich aus der Schicht, in welcher sie sich befinden, nicht mehr in eine noch dünnere übergehen können; sie werden reflectiert und gelangen in der Richtung A d′ a′ o in das Auge. Es wird einleuchten, dass genau genommen der Weg, den die gebrochenen Strahlen nehmen, nicht, wie es unsere Zeichnung zeigt, eine gebrochene Linie, sondern vielmehr eine stetige Curve darstellt, da die Dichtigkeit der Luftschichten nach dem Boden hin ganz allmählich abnimmt.

Zum Schlusse muss noch einer zuweilen in wunderbarer Pracht auftretenden Lichterscheinung des Luftkreises gedacht werden: des Nordlichtes, oder besser gesagt, des Polarlichtes, da es auch auf der südlichen Hemisphäre ein Südlicht gibt. Das Polarlicht besteht aus einem Lichtschein in der Luft, der unter verschiedenen Gestalten auftritt. Weyprecht hat mit Rücksicht auf hohe Breiten, wo dasselbe besonders häufig und prachtvoll erscheint, eine Classificierung der verschiedenen Gestalten in folgender Weise aufgestellt: 1. Bögen, welche der Form des Regenbogens gleichkommen und meistens auf beiden Seiten den Horizont erreichen. 2. Bänder, unregelmäßige, in ihrer Form sehr verschiedene Erscheinungen, welche aber stets den Eindruck eines mehr oder weniger langen, in der Atmosphäre treibenden Bandes machen. 3. Fäden, äußerst feine Lichtstrahlen von sehr verschiedener Länge, stets derart gruppiert, dass sie das Bild eines Fächers darbieten,



Nordlicht, beobachtet von Lemström am 28. October 1868.

der einen Theil des Firmamentes bedeckt. 4. Krone, die Vereinigung der Strahlen oder der Lichtmasse in einem gemeinsamen, stets in der Nähe des magnetischen Zeniths gelegenen Centrum. 5. Nordlichtdunst, unklare, formlose Anhäufungen von Lichtmassen um irgend einen Punkt des Firmamentes, ohne genaue Contouren. 6. Nordlichtsegment, ein im magnetischen Nord oder Süd befindliches, scheinbar dunkleres Kreissegment, welches von einem unveränderlich und sehr niedrig stehenden Lichtbogen begrenzt ist. 7. Nordlichtschein: der mehr oder weniger hochaufleuchtende Feuerschein am polaren Himmel, die Form, in welcher das Nordlicht häufig in mittleren Breiten, jedoch nicht in seiner Heimat beobachtet wird.

Das Nordlicht ist stets in Bewegung begriffen, die mitunter so rasch vor sich geht, dass man sie sehen kann, gewöhnlich aber langsam und unmerklich, doch derart, dass man meistens nach einer Stunde nicht dasselbe, sondern ein neues

Nordlicht beobachtet. Die Bänder und Bögen heben und senken sich von und zu dem Horizonte, die Fäden verschieben sich seitlich, verlängern und verkürzen sich; Lichtwellen durchlaufen die Bänder und hie und da auch die Bögen ihrer ganzen Länge nach; kurze, breite Strahlen schießen mit blitzartiger Schnelle gegen den magnetischen Zenith oder umgekehrt. Gewöhnlich erscheinen die Polarlichter weiß mit einem leichten Ton ins Grünliche; doch gibt es auch stark roth erglänzende Nordlichter.

Über die Höhe, in welcher die Nordlichter innerhalb der Atmosphäre erscheinen, sind die Ansichten noch sehr verschieden; in den meisten Fällen treten sie in bedeutender Höhe auf; J. Flögel berechnete, wie schon einmal erwähnt (vgl. S. 26), dass die Basis ihrer Strahlen 150 bis 260 *km*, die Spitzen häufig selbst 520 *km* über der Erdoberfläche sich befinden. Nach der Vermuthung anderer



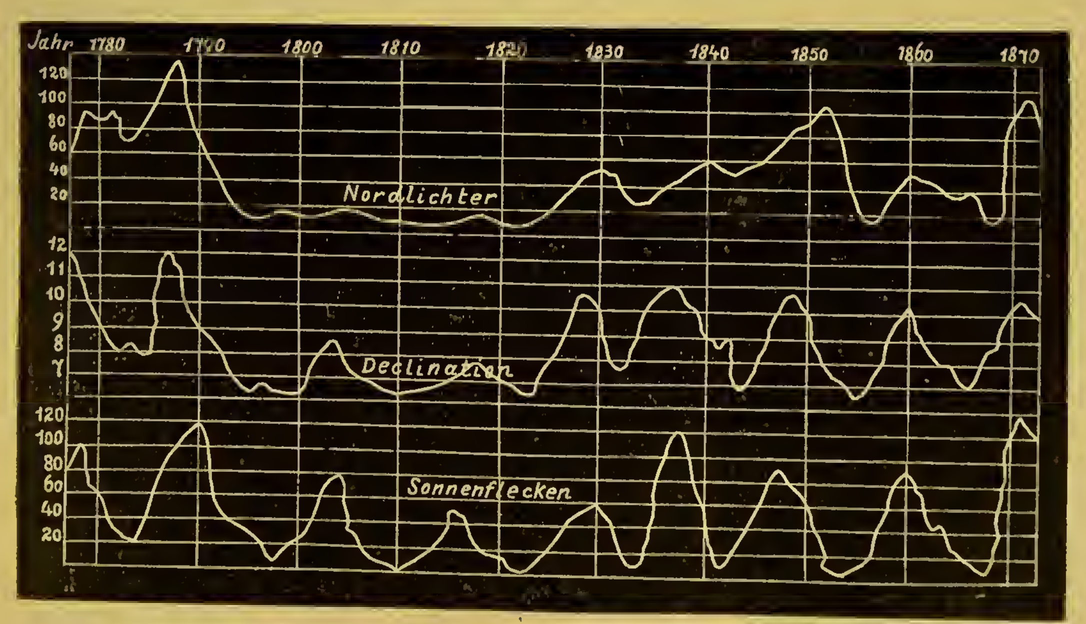
Nordlicht, beobachtet zu Bossekop am 31. Jänner 1839.

tritt das Nordlicht, namentlich in polaren Breiten, auch in den tieferen Luftschichten auf.

Was die geographische Verbreitung des Polarlichtes betrifft, so erscheint es am häufigsten in den hohen Breiten, seltener in mittleren Breiten und sehr selten in den Tropen. Neuere Beobachtungen haben es wahrscheinlich gemacht, dass gleichzeitig mit dem Nordlicht immer ein Südlicht auftritt. Die Gegenden, wo man das Nordlicht am häufigsten und prachtvollsten sieht, liegen in einer Zone von ovaler Form, welche in der Nähe der Barrowspitze beginnt, sich über den Großen Bärensee zur Hudsonsbai zieht, diese unter dem 60. Breitengrade schneidend, dann über Nain an der Labradorküste, südlich am Cap Farewell vorbei, zwischen Island und den Fär-Öer hindurch in die Nähe des Nordcaps in Norwegen und von da in das nördliche Eismeer. Sie umzieht die Nordküste von Nowaja-Semlja



Verbreitung der Nordlichtformen nach Nordenskiöld.



Die säculare Periode der Declination, der Nordlichter und Sonnenflecken.

und das Cap Tscheljuskin, um sich im Osten Sibiriens, in der Länge von Nischne Kolymsk, wieder der Küste zu nähern. Das hier beigegebene Kärtchen ist nach Nordenskiöld entworfen.

Das Polarlicht zeigt eine tägliche, jährliche und säculare Periode, welche Erkenntnis wir namentlich den Arbeiten von Hermann Fritz verdanken. Die tägliche Periode weist nur ein Maximum (nahe um 10 Uhr abends) und ein Minimum auf. Auf die jährliche Periode hat bereits Mairan hingewiesen; in Mitteleuropa sind die Nordlichter am häufigsten zur Zeit der Äquinoctien und am hellsten bei den Solstitien; nach Fritz zeigt sich das Polarlicht für die ganze Erde am häufigsten, wenn dieser Planet sich von einem Nachtgleichenpunkte durch das Perihel zu dem anderen bewegt. Außerdem besteht eine Periode von 11 (genauer von 11 1/9) Jahren, welche der Periode der Sonnenflecken und der mittleren Declination entspricht; dies ist aus dem beigefügten Diagramm ersichtlich, welches die Periodicität der Nordlichter, der Größe der täglichen Schwankung der Magnetnadel und der Häufigkeit der Sonnenflecken während des Zeitraumes von 1784 bis 1870 darstellt. Es ist ferner wahrscheinlich, daſs eine säculare Periode besteht, die fünf oder vielleicht zehn elfjährige umfaſst, und überdies dürfte auch noch eine mehrere Jahrhunderte umfassende Periode existieren.

Eine ähnliche Periode wie die Nordlichter zeigen auch die Cirruswolken, deren Häufigkeit mit der Häufigkeit der Sonnenflecken und der Nordlichter übereinstimmt; manche Beobachter sind auch geneigt, Cirruswolken und Nordlichter miteinander in Verbindung zu bringen und die gratförmigen Cirrusgebilde, welche auch den Namen „Polarbande" führen (vgl. S. 249), als eine Art Substrat des Nordlichtes zu betrachten. Dagegen kann angesichts der innigen Verbindung zwischen dem Polarlichte und dem Erdmagnetismus, welche sich darin äußert, daſs das Nordlicht sich nach den magnetischen Kraftlinien ordnet und am häufigsten und stärksten auftritt, wenn die magnetischen Instrumente am unruhigsten sind, nicht daran gezweifelt werden, daſs Nordlicht und Erdmagnetismus auf den gleichen Ursachen beruhen. Da aber diese Ursachen bis heute noch nicht erkannt sind, so bleibt auch das Nordlicht noch eine unerklärte Erscheinung.

Zehntes Capitel.

Das Wetter und die ausübende Witterungskunde.

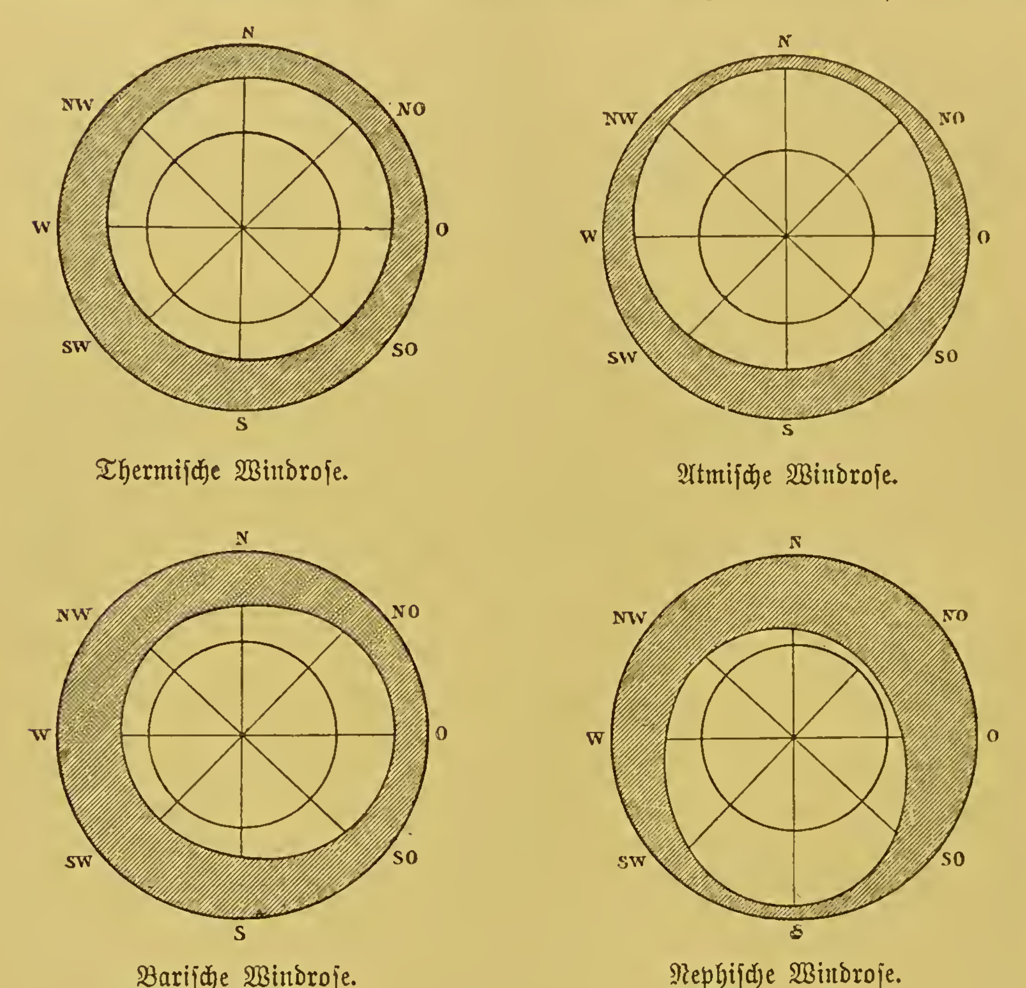
Das Wetter. — Verschiedene Windrosen. — Die Ursachen des Fallens und Steigens des Luftdruckes. — Barometrische Maxima und Minima. — Die Cyclonen. — Die Beziehungen zwischen den Cyclonen und Anticyclonen. — Wichtigkeit der Cirruswolken. — Geographische Vertheilung der barometrischen Minima. — Zugstraßen der Minima. — Typische Witterungserscheinungen. — Anomale Bahnen der Minima. — Maikälte. Die drei gestrengen Herren. — Praktische Meteorologie. — Wetterkarten. — Sturmwarnungen. — Witterungszeichen und Wetterregeln. — Knauers hundertjähriger Kalender. — Vermeintlicher Einfluss des Mondes auf das Wetter. — Falb'sche Theorie.

Gegenstand unserer Betrachtung waren bisher die einzelnen meteorologischen Elemente, ohne dass wir aber besonders Rücksicht darauf genommen hätten, dass dieselben in stetiger Wechselwirkung aufeinander stehen und dadurch das zusammensetzen, was man „Wetter" nennt. Die Gesammtheit der atmosphärischen Verhältnisse, die zu einer bestimmten Zeit auf uns einwirken, bildet das Wetter, die Witterung. Erst die Erkenntnis der Wechselwirkung der einzelnen Elemente setzt uns in den Stand, auch die Entstehung der verschiedenen Witterungszustände und ihre mannigfaltigen Wechsel kennen zu lernen und hiefür bestimmte Gesetze abzuleiten.

Wie bekannt, sind es in erster Linie die Winde, welche die Beschaffenheit des Wetters an einem Orte bestimmen; sie sind die eigentlichen Wettermacher, was auch in der populären Anschauung, dass der Wind das Wetter bringe, zum Ausdrucke kommt. Da aber die Windverhältnisse eines Ortes von der jeweiligen Vertheilung des Luftdruckes abhängig sind und diese wieder in der Erwärmung der Luft ihren letzten Grund hat, so erscheint es als Hauptaufgabe der Meteorologie, zunächst die Wärmeverhältnisse der Atmosphäre und den Gang ihrer täglichen und jährlichen Periode genau festzustellen. Hieraus ließen sich die Gesetze für die Vertheilung und die Veränderungen des Luftdruckes ableiten; dies würde dann die Erklärung aller Folgeerscheinungen ergeben und schließlich auch zu einer sicheren Vorausbestimmung des Wetters führen. Doch ist die Lösung dieser Aufgabe der Wissenschaft bisher noch nicht gelungen. Da die Wechselwirkung der einzelnen meteorologischen Elemente noch bei weitem nicht zur Genüge erkannt ist, muss man sich derzeit darauf beschränken, die Thatsachen ins Auge zu fassen, welche durch Beobachtung und Untersuchung mehr oder weniger sicher festgestellt sind.

Auf die Beziehung des Windes zu den Witterungserscheinungen wurde man schon frühzeitig aufmerksam. Die Beobachtung dieses Zusammenhanges führte auf den Gedanken, den Einfluss der verschiedenen Winde auf die einzelnen meteorologischen Factoren durch Aufstellung sogenannter Windrosen festzustellen. Der erste, welcher einen solchen Vorschlag 1771 machte, war Lambert; später haben Leopold v. Buch und Dove Windrosen für die verschiedenen meteorologischen Elemente construiert. Man entwirft dieselben auf Grund von Mittelwerten. „Aus den Beobachtungsreihen für einen bestimmten Zeitabschnitt, z. B. für einen Monat, stellt man die Werte der Temperatur, der Feuchtigkeit, des Luftdruckes, der

Bewölkung, der Regenmenge u. s. w. zusammen, welche gleichzeitig mit den einzelnen Windrichtungen notiert sind. Indem man nun das Mittel aus den Werten nimmt, welche derselben Windrichtung entsprechen, erhält man Zahlen, welche die durchschnittliche Größe der verschiedenen Elemente bei den verschiedenen Winden angeben. Aus diesen Zahlen ersieht man, welche Windrichtungen durchschnittlich die höchste und die niedrigste Temperatur, Feuchtigkeit u. s. w. mitführen. Solche Zahlenreihen oder Tabellen sind somit der Ausdruck für den Charakter der verschiedenen Winde an einem bestimmten Orte und zu einer bestimmten Jahreszeit." Man nennt dieselben Windrosen, weil sie auch graphisch dargestellt werden, indem man



Thermische Windrose. Atmische Windrose.

Barische Windrose. Nephische Windrose.

die verschiedenen Zahlenwerte durch entsprechende Strecken auf gewöhnlichen Windrosen anschaulich macht. Die Endpunkte der Strecken werden dann durch gerade Linien oder durch stetige Curven untereinander verbunden. Man hat thermische Windrosen für die Temperatur, atmische Windrosen für den Dunstdruck, barische Windrosen für den Luftdruck, nephische Windrosen für die Bewölkung, eigentliche Windrosen für die Häufigkeit der Winde (vgl. S. 164), dynamische Windrosen für die Windstärke, ferner Windrosen für die relative Feuchtigkeit, für die Häufigkeit des Niederschlages, für die Regenmenge aufgestellt.

Eine nur halbwegs vollständige Berechnung von Windrosen für alle meteorologischen Elemente und für die ganze Erdkugel existiert nicht; nur für die nörd-

liche gemäßigte Zone und auch hier bloß in Bezug auf Temperatur, Luftdruck und Häufigkeit der Winde hat man Windrosen in ausreichender Zahl berechnet. Indem wir auf die Betrachtung der Hauptresultate der vorliegenden Windrosen eingehen, folgen wir vornehmlich der Darstellung, welche Mohn von dem Gegenstande gibt.

Die Hauptergebnisse der Windrosen für die Lufttemperatur sind folgende:

	Winter		Sommer	
	höchste	niedrigste	höchste	niedrigste
	Temperatur		Temperatur	
Nordeuropa	WzS	OzN	—	—
Südliches Europa	SW	ONO	O	N
Ostseeländer	SW	ONO	SO	NW
Nordseeländer	SW	ONO	OSO	WNW
Mitteldeutschland	SWzW	NO	SO	WNW
Nordrussland	—	—	SSO	N
Mittel- und Südrussland	SSW	NNO	SO	NW
Westsibirien	SzW	N	SSO	NNW
Ostasiatisches Küstenland	SzO	NW	—	—
Östliches Nordamerika	SzO	NNW	SSW	NO
Westliches Nordamerika	SzO	NNO	—	—
Melbourne, Australien	NzW	OzS	NzO	W
Kerguelen-Insel	—	—	NO	SW

Ein Vergleich dieser Tabelle mit den Isothermenkarten der Luft und des Meeres für den Winter (Tafel II und VII) zeigt, dass die wärmsten Winde aus den Gegenden herkommen, wo eine höhere Temperatur herrscht. Die kältesten Winde kommen so ziemlich von der entgegengesetzten Seite, nämlich aus der Weltgegend her, nach welcher zu die Temperatur am stärksten abnimmt. Die Windrichtungen weisen alle auf den nordasiatischen oder den amerikanischen Kältepol hin. Im Sommer (man vergleiche die Tafeln III und VIII) kommen die wärmsten Winde in Europa und Westsibirien, wie auf der Ostseite der Continente, vom Innern des erwärmten Festlandes her. Die kältesten Sommerwinde Europas entstammen dem kalten Gebiete über dem nordatlantischen Oceane und dem Eismeere. Auf den Ostküsten der Continente ist die kältebringende Windrichtung nordöstlich und somit der wärmebringenden gerade entgegengesetzt. Das eben Gesagte läſst uns als Regel erkennen, daſs die Winde die Temperatur der Gegenden mitbringen, aus welchen sie stammen. Im einzelnen Falle kann diese Regel zu scheinbaren Anomalien führen. So ist beispielsweise in Nordwesteuropa der Südwind während des Winters in der Regel ein verhältnismäßig sehr warmer Wind. Wenn nun aber der Umstand eintritt, daſs im Osten des Beobachters ein von starker Kälte begleitetes barometrisches Maximum sich gelagert hat, so können die südlichen Winde auf der Westseite dieses Maximums sehr kalt sein. In ähnlicher Weise können Winde, welche zuerst als milde Westwinde über den nordatlantischen Ocean hinwehen, durch Abbeugung aus ihrer Richtung im südöstlichen Norwegen zu milden Nordwinden werden. Ein Südwestwind entstammt in unseren Gegenden einem West- und Nordwestwind, wenn er einem barometrischen Minimum angehört, und einem Süd- oder Südostwind, wenn er einem Maximum angehört. Es erklärt dies die uns bereits bekannte Windregel, wornach der Wind auf der nördlichen Hemisphäre um ein barometrisches Minimum gegen die Bewegung der Uhrzeiger, um ein Maximum aber mit derselben kreist, so daſs ein und derselbe Wind ganz verschiedenen Ursprung haben kann. Diese Thatsache hat Dove durch die Worte gekennzeichnet: „Die Winde sind Lügner, welche ihren Ursprung verleugnen." Es kann ein Witterungsumschlag eintreten, ohne daſs die Windrichtung sich ändert; der Wind kann nämlich ohne Änderung seiner Richtung aus der anticyclonalen Krümmung in die cyclonale übergehen, wenn z. B. ein Minimum im

Westen sich nähert, und umgekehrt. Daraus geht hervor, dass man bei Aufstellung der Windrosen nicht bloß auf die Windrichtung achten soll, sondern auch darauf, ob die Winde cyclonale oder anticyclonale sind. Diesen Weg hat zuerst Köppen eingeschlagen, aber nur bezüglich des zweijährigen Beobachtungsmateriales 1872/73 von St. Petersburg. Diese Bemerkungen gelten nicht bloß für die thermischen Windrosen, sondern sind zum Theile auch auf die übrigen meteorologischen Elemente auszudehnen. Man ersieht hieraus, von welch problematischem Werte die bisher berechneten Windrosen eigentlich sind.

Die Resultate, welche die atmischen Windrosen ergeben, sind schon oben auf S. 104 mitgetheilt. Aus ihnen ersieht man, wie im allgemeinen diejenigen Winde den größten Dampfgehalt mit sich führen, welche in geradester Richtung von den Orten herkommen, wo der Dunstdruck höher, und diejenigen den geringsten, welche von den Punkten herströmen, wo der Dunstdruck niedriger ist.

Gehen wir auf die relative Feuchtigkeit ein, so finden wir die folgenden Ergebnisse der Windrosen:

	Winter		Sommer	
	feuchtester Wind	trockenster Wind	feuchtester Wind	trockenster Wind
Südliches Norwegen	Seewinde	Landwinde	Seewinde	Landwinde
Halle	ONO	W	W	O
Madrid	SSW	NW	NO	SW
Westsibirien	—	—	NW	SO
Peking	OSO	NW	—	—
Toronto, Nordamerika	O	NW	O	NW
Melbourne	—	—	O	N
Kerguelen-Insel	—	—	N	S

Überall zeichnen sich an den Küsten die Seewinde durch die größte, die Landwinde durch die geringste relative Feuchtigkeit aus, ohne Unterschied von Sommer und Winter. Im Binnenlande übt die Lage zu hohen Gebirgen einen bestimmenden Einfluss.

Unter den Windrosen für die Häufigkeit der Niederschläge sind diejenigen besonders wichtig, die das Verhältnis angeben, welches zwischen der Häufigkeit des Niederschlages bei einer bestimmten Windrichtung und der Häufigkeit des Eintretens eben dieser Windrichtung besteht. Windrosen dieser Art ergeben folgende Resultate:

	Winter		Sommer	
	größte Niederschlagswahrscheinlichkeit	kleinste Niederschlagswahrscheinlichkeit	größte Niederschlagswahrscheinlichkeit	kleinste Niederschlagswahrscheinlichkeit
Vardö, nördliches Norwegen	NO	SW	NO	S
Udsire, südliches Norwegen	S	NO	W	N
Oxford, England	S	NW	SO	NNO
Karlsruhe, Deutschland	—	—	SW	NO
Dorpat, westliches Russland	—	—	SW	O
Kursk, südliches Russland	SO	N	SW	O
Tobolsk, Westsibirien	SSW	NW	NO	S
Jakutsk, Ostsibirien	O	SW	—	—
Hakodade, Japan	S	N	—	—
Peking, China	O	SW	—	—
Toronto, östliches Nordamerika	O	NW	SW	N

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, dass an den Küsten die Seewinde am leichtesten Niederschlag bringen, während die Landwinde nur selten Regen veranlassen. Dieser Gegensatz zwischen Land- und Seewinden in ihrer Neigung zur Niederschlagsbildung zeigt sich noch im Innern der Continente in weiter Entfernung von den Küsten, z. B. in Jakutsk und Toronto, wo die Ostwinde im Winter am leichtesten Niederschlag ausscheiden.

Windrosen für die Windstärke ergeben, dass die Seewinde die stärksten und die Landwinde die schwächsten Winde sind.

Die Windrosen für den Luftdruck führen zu folgenden Ergebnissen:

	Winter höchster Luftdruck	Winter niedrigster Luftdruck	Sommer höchster Luftdruck	Sommer niedrigster Luftdruck
Hammerfest	O	SSW	—	—
Südliches Norwegen	NO	W	NO	SO
Rejkjavik, Island	NNW	SW	WNW	SSO
Nordseeländer	NOzO	SWzS	NzO	SzW
Ostseeländer	ONO	SWzS	NOzO	SSW
Mitteldeutschland	NO	SW	NNO	SSW
Nordrussland	OSO	SW	NNO	SSW
Mittel- und Südostrussland	NOzO	SW	NOzN	WSW
Westsibirien	NO	SSW	NNW	SW
Ostasien	NzW	SOzS	—	—
Östliches Nordamerika	NzW	S	NzO	WzS

Innerhalb der nördlichen gemäßigten Zone begleiten auf der Westseite der Continente im Winter nordöstliche Winde den höchsten, südwestliche Winde den niedrigsten Luftdruck. Auf der Ostseite der Festländer treten dagegen nördliche bis nordwestliche Winde mit dem höchsten, südliche bis südöstliche Winde mit dem niedrigsten Luftdrucke auf. Im Sommer wehen die Winde mit hohem Luftdrucke auf den Westseiten der Continente etwas nördlicher und westlicher, die Winde mit niedrigem Luftdrucke etwas südlicher und südöstlicher als im Winter, wie wenn sie sich der Sonne entgegen gedreht hätten. Auf den Ostseiten der Continente haben sich dagegen die Winde mit hohem und niedrigem Luftdrucke mit der Sonne gedreht.

Es gibt auch Windrosen, welche die Winde nach ihrem Vermögen charakterisieren, den Luftdruck zum Steigen oder zum Fallen bringen, indem sie nachweisen, wie sich der Luftdruck in der Zeit verändert, die dem Zeitpunkte, in welchem die betreffende Windrichtung beobachtet wurde, unmittelbar vorangeht. Aus ihnen ergibt sich, dass in der nördlichen gemäßigten Zone vorwiegend südliche bis südöstliche Winde das rascheste Sinken des Luftdruckes, nordwestliche bis nördliche Winde sein schnellstes Steigen begleiten.

Überblickt man die Resultate der hier betrachteten Windrosen, so findet man, dass die sogenannten äquatorialen Winde sich durch den höchsten Wärmegrad, den größten Dampfgehalt, die stärkste Bewölkung, den häufigsten Niederschlag und den niedrigsten Luftdruck auszeichnen, während die polaren Winde durch niedrige Temperatur, den geringsten Dampfgehalt, das klarste Wetter, den seltensten Niederschlag und den höchsten Luftdruck charakterisiert sind. „Damit verbindet sich nun der verschiedenartige Einfluss des Landes und des Meeres derart, dass die äquatorialen Luftströme mit stärker ausgeprägten Eigenschaften auftreten, wenn sie vom Meere herkommen, während ebenso die polaren Luftströme an eigenartiger Bestimmtheit gewinnen, wenn sie als Landwinde erscheinen. Die wärmsten, dunstreichsten, wolkigsten und regnerischesten Luftströme, welche von niedrigem Luftdrucke begleitet werden, kommen auf der nördlichen Halbkugel an der Westseite der Continente, namentlich in Europa, als äquatoriale Seewinde, aus Südwesten und auf der Ostseite der Continente aus Südosten, während die kältesten, trockensten, klarsten und regenärmsten Luftströme, welche vom höchsten Luftdruck begleitet werden, polare Landwinde sind, und auf der Westseite der Continente aus Nordosten und auf der Ostseite aus Nordwesten herwehen. Die Windrichtungen, welche in Bezug auf die genannten Eigenschaften im allgemeinen die größten Gegensätze darbieten, sind also

auf den Westseiten der Festlande: die südwestlichen und die nordöstlichen, und auf den östlichen Seiten der Festlande: die südöstlichen und nordwestlichen. Dies gilt besonders vom Winter. Im Sommer tritt in Bezug auf die Temperatur die Ausnahme ein, dass die vom Lande herkommenden Winde durchgängig die wärmsten sind."

Es werden nunmehr auch die Ursachen klar, welche das Barometer zum Fallen oder Steigen bringen. Mohn stellt dieselben übersichtlich folgendermaßen zusammen:

Das Barometer fällt oder der Luftdruck vermindert sich: 1. Wenn die Luft erwärmt und dadurch ausgedehnt wird; denn die nach oben ausgedehnte Luft breitet sich in den oberen Schichten nach den Seiten hin aus, was eine Abnahme der Dichte über dem erwärmten Orte und eine Verringerung des Luftdruckes bewirkt. 2. Wenn die Luft feucht ist, da die Wasserdämpfe leichter sind als trockene Luft. 3. Wenn die Luft eine aufsteigende Bewegung hat, weil dadurch ihr Druck an der Erdoberfläche vermindert wird. 4. Durch die Verdichtung der Wasserdämpfe zu Wolken oder zu Niederschlag. Diese vermehrt die Luftwärme in der Wolkenschicht und damit die Kraft des aufsteigenden Luftstromes. Sobald der Niederschlag ausgeschieden und zur Erde herabgefallen, ist der ganze Druck, welchen er als Bestandtheil der Atmosphäre durch sein Gewicht ausgeübt hatte, entfernt. Da Quecksilber ungefähr 14mal so schwer ist als Wasser, wird eine Regenhöhe von 14 *mm* einem Fallen des Barometers um 1 *mm* entsprechen. Nach der Erwärmung der Luft bildet der Niederschlag die einflussreichste Ursache zum Fallen des Barometers. 5. Durch die Bewegung der Luft. Je schneller die Luft sich bewegt, desto geringeren Druck übt sie auf die von ihr umschlossenen Gegenstände aus; je stärker der Wind also weht, desto niedriger wird das Barometer stehen. 6. Wenn die Luft aus einem Punkte höchsten Barometerstandes (einem Maximum des Luftdruckes) hinausströmt und die Ursachen, welchen das Maximum seine Entstehung verdankt, nicht Kraft genug haben, um die ausströmende Luft zu ersetzen.

Das Barometer steigt oder der Luftdruck wächst: 1. Wenn die unteren Luftschichten stark abgekühlt werden, denn dadurch werden sie dichter und schwerer, ziehen sich zugleich auch zusammen, weshalb in der Höhe Luft von den Seiten herbeiströmt und ebenfalls den Druck vermehrt. 2. Wenn die Luft eine absteigende Bewegung hat, wodurch die unteren Schichten der Atmosphäre zusammengepresst werden. 3. Wenn die Luft rings um einen Punkt niedrigsten Barometerstandes (einem Minimum des Luftdruckes) nach diesem Punkte zuströmt, um den dort herrschenden Luftmangel zu ersetzen, während gleichzeitig die Ursachen, welchen das Minimum seine Entstehung verdankt, nicht Kraft genug haben, alle von den Seiten zuströmende Luft fortzuführen.

Es ist schon oben bemerkt worden, dass der bisher bei Aufstellung der Windrosen eingeschlagene Weg kein richtiger war, weshalb man durch dieselben nur zu beschränkt wertvollen Ergebnissen gelangen konnte; ja sie führten sogar auf Abwege. So war die Aufstellung der Regenwindrosen, wie v. Bebber mit Nachdruck bemerkt, zum großen Theile schuld daran, dass die irrigen Vorstellungen von der Entstehung der Niederschläge sich so lange erhalten konnten. „Erst nachdem man die Eigenthümlichkeiten der barometrischen Maxima und Minima erkannt hatte, war es möglich, einen innigeren Zusammenhang zwischen Luftdruck, Wind und Wetter aufzufinden." Indem wir uns der Betrachtung der barometrischen Maxima und Minima und der sie begleitenden Witterungserscheinungen zuwenden, werden wir tieferen Einblick in die Wechselwirkung der meteorologischen Elemente gewinnen, als durch die Windrosen. Wir folgen hierbei der Führung v. Bebbers, welcher den Gegenstand ungemein klar und übersichtlich darstellt.

Die Hauptrolle bei den Witterungsvorgängen in unseren Gegenden spielen die beiden barometrischen Maxima, deren eines den Calmen des nördlichen Wendekreises und das andere, nur in der kälteren Jahreszeit bestehende, dem asiatischen Continente angehört (vgl. Tafel IX und X). Im Winter herrscht über Südeuropa hoher Luftdruck, der aber nach Norden, namentlich nach Nordwest hin, über die britischen Inseln hinaus rasch abnimmt; dadurch werden lebhafte, südwestliche Winde mit trüber, feuchter Witterung bedingt. Diese Differenzen des Luftdruckes nehmen nach dem Sommer hin ab, indem der Luftdruck über Nordeuropa zu-, im Süden abnimmt, womit eine Schwächung der südwestlichen Luftströmung verknüpft ist. Der hohe Luftdruck in Südeuropa bildet im Winter die Brücke zwischen dem barometrischen Maximum der nördlichen Calme, welches den Passat von den vorherrschenden Westwinden trennt, und dem großen asiatischen Maximum. Wenn das asiatische Maximum im Sommer einem Minimum Platz gemacht hat, beschränkt sich das atlantische Maximum auf den Ocean, sendet aber zuweilen eine Zunge hohen Luftdruckes nach Südwesteuropa hinüber und begünstigt so das Vorwalten der von Trübung und Niederschlägen begleiteten südwestlichen und westlichen Winde.

Nicht selten breitet sich der hohe Luftdruck des asiatischen Maximums im Winter westwärts nach Nordeuropa aus und erzeugt östliche Winde mit klarer, trockener und eisigkalter Luft; bisweilen umschließt es Centraleuropa, welches unter dem Einflusse der durch klare, trockene und ruhige Luft begünstigten Ausstrahlung rasch und stark erkaltet (Strahlungswinter); oder es verschiebt sich nach Südosteuropa oder den Alpen, so dass die oceanische Luft über Europa strömt, bis tief in den Continent eindringt und überall mildes feuchtes Wetter hervorbringt. Aber auch das atlantische Maximum breitet sich nicht selten nord- oder nordostwärts nach England oder Frankreich aus, worauf nasskalte Witterung eintritt, wie sie besonders im Frühjahr und Sommer vorzukommen pflegt. Wenn dieser hohe Luftdruck nach unseren Gegenden hinübergreift, so ist die Witterung ruhig und heiter, im Winter kalt, im Sommer warm.

Aus diesen Bemerkungen geht hervor, welch entschiedenen Einfluss die barometrischen Maxima auf unsere Witterungsvorgänge nehmen, und wie sie selbst den Witterungscharakter ganzer Monate und Jahreszeiten bestimmen. Es ist aber auch zu erkennen, dass diese Wirkungen nicht durch die Maxima an und für sich hervorgebracht werden, sondern nur durch das Zusammenwirken mit den barometrischen Minimen. Daher müssen beide miteinander betrachtet werden, wenn man ein Verständnis der Witterungsvorgänge erlangen will. Ehe wir jedoch diese Betrachtung anstellen, wollen wir noch einiges speciell über die barometrischen Maxima folgen lassen. Bezüglich der Luftbewegung in den durch sie hervorgerufenen Anticyclonen verweisen wir auf S. 152.

Die barometrischen Maxima sind die beständigen Begleiter strenger Winterkälte, wobei aber das Vorhandensein oder Fehlen einer Schneedecke von sehr hervorragender Bedeutung ist, was schon auf S. 274 f. erörtert wurde. Den großen, denkwürdigen Kälteepochen 1788/89 und 1829/30 giengen ausgedehnte Schneefälle voran, und der sehr strenge Winter 1879/80 wurde durch einen Schneesturm eingeleitet, welcher ganz Centraleuropa mit einer dicken Schneedecke einhüllte. Dagegen traten auch im Winter 1881/82 in Mitteleuropa wiederholt langandauernde barometrische Maxima auf, aber sehr tiefe Kälteextreme kamen nicht vor, eben weil eine Schneedecke fehlte. Die barometrischen Maxima können eine außerordentliche Höhe erreichen. Als absolutes barometrisches Maximum (reduciert auf das Meeresniveau) gibt J. Hann 805·7 *mm* an, welches zu Semipalatinsk in Sibirien am 16. December 1877 beobachtet wurde. Dem steht als absolutes Minimum gegenüber der

Barometerstand von 694·3 *mm* an, welcher in Ochtertyrhe am 26. Jänner 1884 eintrat. Die Differenz zwischen beiden Ständen gibt 111·4 *mm*, ein Betrag, der nahezu dem Gewichte des sechsten Theiles der Atmosphäre gleichkommt.

Zu den barometrischen Minimen und den von ihnen veranlassten Cyclonen übergehend, erinnern wir zunächst an das, was über Entstehung, Bewegung und Eigenschaften der letzteren S. 153 f. mitgetheilt wurde. Hier wird es nothwendig sein, namentlich auf ihre Beziehungen zu den Anticyclonen und insbesondere zu den Witterungserscheinungen näher einzugehen.

Die Cyclonen entstehen, wie wir wissen, durch eine Störung des Gleichgewichtes in der Atmosphäre, welche ihrerseits durch die ungleiche Erwärmung durch die Sonne und durch das Verhalten des Wasserdampfes in der Luft bedingt ist. Wenn die Luft über irgend einem Gebiete erwärmt wird, erheben sich die Niveauschichten, und die Luft muss in der Höhe abfließen, so dass daher eine Verminderung der Luftmassen und also auch des Luftdruckes erfolgt. Zur Wiederherstellung des gestörten Gleichgewichtes fließt die untere Luft hinzu. Feuchtigkeit der erwärmten Luft begünstigt den aufsteigenden Luftstrom, und indem dadurch eine Condensation des Wasserdampfes hervorgerufen wird, erhält die Luft einen neuen Antrieb zum Aufsteigen; so kann die Gleichgewichtsstörung eine ganz bedeutende werden und größere Beständigkeit erhalten. Es wurde ferner schon im fünften Capitel dargelegt, dass gegen die Stelle des niedrigsten Luftdruckes Luftströmungen in Bewegung gerathen, welche auf der nördlichen Halbkugel nach rechts abgelenkt werden. Die ursprünglich von allen Seiten gegen das Gebiet des niedrigsten Luftdruckes gerichtete Luftbewegung geht dadurch in eine Wirbelbewegung über, welche das Bestreben hat, sich der Kreis- oder Ellipsenform zu nähern. Der Einfluss der Erdrodation, sowie jener der hinzutretenden Centrifugalkraft bewirken eine weitere Luftverdünnung oder das Fortbestehen derselben und somit die Erhaltung des barometrischen Minimums. Hauptsächlich die Reibung bringt die Bewegung allmählich zum Erlöschen. Der Ausgleich würde sich aber ansehnlich rascher vollziehen, wenn nicht die Luft aus dem centralen Theile der Cyclone beständig fortgeschafft würde. Indem die Luft im Innern der Cyclone aufsteigt und oben abfließt, wird ein verticaler Kreislauf der Luft eingeleitet, welcher zur Erhaltung der Cyclone beiträgt. Noch mehr unterstützen die die letztere zumeist begleitenden Niederschläge diesen Process, indem die Wärme, welche bei der Condensation frei wird, das Aufsteigen der Luft im Centrum befördert. Jede größere barometrische Depression ist, wie Loomis und Mohn gefunden haben, von Regen- oder Schneefall begleitet. Doch ist es nicht der Regenfall an und für sich, welcher bedeutende Änderungen des Luftdruckes hervorbringt. Weder sind rein örtliche Regengüsse stets von einem Fallen des Barometers begleitet, noch sind in den Tropen bei den dort so außerordentlich starken Regengüssen die Luftdruckschwankungen sehr beträchtlich.

„Die Entstehung einer Cyclone kann,“ wie v. Bebber zum Schlusse zusammenfassend sagt, „hauptsächlich auf zweierlei Art geschehen: 1. Auf einem Gebiete mit ziemlich gleichförmig vertheiltem Luftdrucke, welches von zwei oder mehreren Gebieten hohen Luftdruckes begrenzt ist und sich durch höhere Wärme und Wasserdampf (auch in den höheren Regionen) von der Nachbarschaft unterscheidet, so dass ein Aufsteigen und Abfließen der Luft in der oben angegebenen Weise bedingt ist, entwickelt sich ein Gebiet niedrigen Luftdruckes, eine barometrische Depression und durch die hinzutretenden Wirkungen der Erdrotation und der Centrifugalkraft entsteht der Wirbel oder die Cyclone, eine Entstehungsart, die den tropischen Wirbelstürmen eigen ist, oder 2. es bildet sich am Rande einer schon bestehenden Cyclone

im Bereiche der cyclonalen Luftbewegung ein secundäres Minimum (Theilminimum), welches zuerst gewöhnlich durch Ausbuchtung der Isobaren angedeutet ist. Diese Ausbuchtung verschwindet entweder sehr rasch, oder bildet sich zur selbständigen Cyclone aus, wobei das Hauptminimum in der Regel verschwindet. Der letztere Vorgang ist in den außertropischen Zonen der gewöhnlichere."

Schon früher wurde bemerkt, daß die tropischen Cyclonen von relativ geringem Umfange sind und sich mehr der Kreisform nähern, während außerhalb der Wendekreise bei ungleich umfangreicherer Größe die elliptische Form vorherrscht. Diese letztere wird hauptsächlich durch die Lage der angrenzenden Maxima bedingt; denn liegen zwei Maxima einander entgegengesetzt zu beiden Seiten der Cyclone, so wird diese zusammengedrückt und nimmt eine ovale Form an. Auch dürfte die mit der Breite zunehmende Erdrotation auf die Form von Einfluss sein. Auf die Lage der großen Achse dieser Ellipsenform nehmen wohl die mittlere Luftdruckvertheilung und die Erdrotation bestimmenden Einfluss. Ihre mittlere Richtung ist für die Vereinigten Staaten von Amerika und für den Atlantischen Ocean eine nordöstliche, für Europa ist die nordöstliche bis östliche Richtung überwiegend. Sehr verschieden ist der Umfang der Cyclonen. In den Tropen ist er gewöhnlich sehr gering; mit wachsender Breite nimmt er rasch zu. Nach Loomis beträgt der Durchmesser einer Depression mit einem Windsysteme häufig 2500 *km*, bei Depressionen mit mehreren Centren und mehreren Windsystemen oft 9600 *km*. In Europa kommt es nicht selten vor, dass eine Cyclone mit einem einzigen Centrum die Luftbewegung des ganzen Erdtheiles beherrscht, ja sie greift mitunter noch über denselben weit hinaus. Bei Gewitterstürmen dagegen beschränken sich in seltenen Fällen ausgeprägte Cyclonen auf kleine Districte.

Die Luftbewegung in Cyclonen hat v. Bebber eingehender Betrachtung unterzogen und ist hinsichtlich der Luftbewegung an der Erdoberfläche, in der unteren und in der oberen Wolkenregion zu wichtigen Ergebnissen gelangt, die wir hier mittheilen.

Gradient und Winde zeigen an der Erdoberfläche folgendes Verhalten: Für West- und Nordwesteuropa liegen die steilsten Gradienten auf der Südseite (Südost bis Südwest), die kleinsten auf der Nordseite; daher sind die südwestlichen Winde durchschnittlich am stärksten, und die östlichen in der Regel am schwächsten. Der Winkel, welchen die Windrichtung mit dem Gradienten bildet, ist auf dem Meere größer als auf dem Lande, größer in der wärmeren Jahreszeit als in der kälteren, größer in den Cyclonen als in den Anticyclonen, größer auf der Rückseite und kleiner auf der Vorderseite der Cyclonen. Der Wind ist in allen Theilen der Cyclone nach innen hin gerichtet, und es nähert sich im allgemeinen die Windbahn einer Spirale. Die Windstärke nimmt im allgemeinen zu mit dem Gradienten; sie ist am kleinsten im Centrum der Cyclone sowohl, als der Anticyclone. Die mittlere Windgeschwindigkeit für denselben Gradienten ist im Sommer merklich größer als im Winter. Bei demselben Gradienten haben die nördlichen und östlichen Winde die größere Intensität.

Die unteren Wolken ziehen in den allermeisten Fällen aus einem Punkte des Horizontes, der rechts vom Unterwinde liegt, und zwar steht ihre mittlere Richtung fast senkrecht zum Gradienten oder ist nahezu parallel zur Tangente der Isobaren. Auf der Vorderseite der Cyclone ist der Winkel des Zuges der unteren Wolken mit dem Gradienten etwas größer als 90°, so dass sich in dieser Region die Luft von der Cyclone nach dem höheren Drucke entfernt.

Die oberen (Cirrus-)Wolken ziehen fast stets rechts sowohl von der Richtung des Unterwindes als von derjenigen des unteren Wolkenzuges. In der Region

der Cirruswolken bewegt sich die Luft über der Cyclone nach dem Maximum, und zwar ist das Ausströmen am schwächsten in der Umgebung des centralen Raumes und nimmt von dort an nach außen hin zu. Die mittlere Richtung der Cirrusbewegung bildet mit den Isobaren fast denselben Winkel nach außen, als der Unterwind nach innen. Nahezu dürfte die Richtung der Isobaren die mittlere Strömungsrichtung der gesammten Luftmasse darstellen. Auf der Rückseite einer Cyclone haben die Cirruswolken in Europa nahezu gleiche Richtung mit den unteren Wolken und dem Unterwinde. Auf der Vorderseite findet das größte Einströmen an der Erdoberfläche, dagegen das größte Abströmen in der Höhe statt. Bei Annäherung einer neuen Cyclone scheinen die unteren Luftströmungen die Windfahne eher zu beeinflussen, als die oberen. Die Lage des oberen Centrums der Cyclone zu derjenigen an der Erdoberfläche ist abhängig von der Temperaturvertheilung; im Winter liegt dasselbe für unsere Gegenden vorzugsweise links von der Bahn nach vorne, im Sommer links nach hinten.

Von besonderer Wichtigkeit für die Vorausbestimmung des Wetters sind die Cirruswolken. Wie Hermann Klein auf Grund eigener Erfahrung mittheilt, kann man, selbst ohne das Barometer zu Rathe zu ziehen, aus der Bewegung der Cirruswolken und der Richtung des Westwindes an der Erdoberfläche auf die Lage und das Herannahen eines barometrischen Minimums schließen. Die Annäherung einer Depression wird viel früher als durch das Barometer durch gewisse Vorgänge in den höchsten Wolkenregionen angekündigt. „An dem bis dahin heiteren oder nur von geballten Cumulusmassen bedeckten Himmel zeigen sich Spuren von Cirruswolken. Anfänglich sehr matt, einem Hauche vergleichbar, entwickeln sie sich bald zu beträchtlicher Intensität. Nach Verlauf einiger Zeit, gewöhnlich eines halben Tages, überziehen gratförmige Cirrostraten den Himmel, die bisweilen dessen Gewölke wie Meridiane auf einem Globus bedecken. Sie sind gezackt, ausgekämmt oder gerollt und bieten einen hübschen, dem Wetterkundigen freilich nicht sehr erfreulichen Anblick. Nach und nach bleicht der anfänglich zwischen den einzelnen Cirrostratusstreifen noch sichtbare blaue Himmel ab, er überzieht sich mit dunstigem Cirrus, und endlich bedeckt ein Schleier das ganze Firmament. Dieser Cirrusschleier geht stets der Vorderseite der Depressionen vorauf; mit Annäherung der letzteren verwandelt er sich allmählich in Nimbus, und damit ist der Regen da."

Betreffs der geographischen Vertheilung der barometrischen Minima ist zunächst hervorzuheben, dass dieselbe keineswegs eine gleichmäßige ist. Soweit man bisher unterrichtet ist, kann man annehmen, dass die Minima am häufigsten in den Küstengebieten, am seltensten im Binnenlande auftreten; ferner scheinen sie in gebirgigen Gegenden nicht sehr häufig zu sein. In Europa treten Minima sehr häufig auf in unmittelbarer Nähe Englands, über der Nordsee, an der Küste Norwegens, über dem südlichen Ostseegebiete und in der Umgebung Italiens; verhältnismäßig selten dagegen in einer Zone, welche sich von Spanien über das Alpengebiet nach dem Innern Russlands erstreckt. Auffallend gering ist ihre Häufigkeit im Innern Großbritanniens und Skandinaviens, mit Ausnahme des südlichen Schwedens, wo sie ungemein oft auftreten. Auch die jahreszeitliche Vertheilung der Minima ist keine gleichmäßige. Während sich die Minima in Norddeutschland und Westrussland über das ganze Jahr sehr gleichmäßig vertheilen, zeigen die norwegische Küste, die Nachbarschaft Italiens und Südschweden sehr große Schwankungen. Mit der jahreszeitlichen Vertheilung der Minima stimmt die der intensiven Minima, welche in ihrer Umgebung Stürme hervorrufen, nicht ganz überein. In Nordeuropa treten solche Sturmcentra nahezu doppelt so oft auf als in Schottland oder in der Nordsee, neunmal so oft als in Frankreich und Süddeutschland.

Mit der Häufigkeit der Minima scheint ihre Tiefe nicht zusammenzuhängen; es kann eine Gegend häufige Depressionen aufweisen, ohne dass diese durchschnittlich eine beträchtliche Tiefe erreichen. Über Südschweden und dem mittleren Theile der Ostsee z. B. treten Minima im Sommer und Herbst sehr oft auf, erreichen aber nur eine sehr mäßige Tiefe; in den östlicher gelegenen Gebieten dagegen sind die Minima viel seltener, die Depressionen aber viel stärker. Die tiefsten barometrischen Minima hat man in Nordwesteuropa beobachtet; das Minimum von 694·3 *mm* zu Ochtertyrhe am 26. Jänner 1884 wurde schon erwähnt.

Im allgemeinen sind die tieferen Minima auch die intensiveren; doch trifft dies keineswegs immer zu. Denn die Intensität der Minima erscheint nicht bloß von der Tiefe, sondern auch von der Vertheilung des Luftdruckes in der Nachbarschaft abhängig. Je rascher der Luftdruck nach außen hin zunimmt, also je steiler die Gradienten sind, desto intensiver zeigen sich die Minima. Im größten Theile von Europa treten die tiefsten Minima im Winter auf, nur in Norddeutschland und im Norden und Westen von Schottland im Frühling und Herbst. Die tiefsten Depressionen erscheinen namentlich über Nordwesteuropa, dann über Nordeuropa, weshalb in unseren Gegenden stürmische Winde aus Südwest und West am häufigsten sind. Das Auftreten der tiefsten Depressionen erklärt auch die stürmische Witterung der kälteren und den ruhigen Witterungscharakter der wärmeren Jahreszeit.

Die mittlere Veränderlichkeit der Minima kennzeichnet v. Bebber folgendermaßen: sie ist in allen Jahreszeiten am größten in Nordwesteuropa. Während im Mittelmeergebiete die Veränderlichkeit nur eine geringe jährliche Periode zeigt, tritt im übrigen Europa ein entschiedener Gegensatz in der kälteren und wärmeren Jahreszeit hervor. Die Veränderlichkeit im Winter ist am größten über Nordwesteuropa, woran sich auch das nordöstliche und das nördliche Mitteleuropa betheiligen; in den letzten beiden Gebieten wird sie im Frühjahr und Herbst geringer, und im Sommer kehren sich diese Verhältnisse fast ganz um, da jetzt die geringste Veränderlichkeit im hohen Nordwesten, die größte im Südosten sich einstellt. Bemerkenswert ist, dass im Sommer ein Streifen geringster Veränderlichkeit Frankreich, Norddeutschland und die russischen Ostseeprovinzen durchzieht. Die größere Veränderlichkeit im Winter und die erheblich geringere im Sommer charakterisieren wieder sehr ausgesprochen den ruhigen Witterungscharakter des Sommers und den unruhigen des Winters.

Wie schon wiederholt betont wurde, sind es vor allem die barometrischen Minima, welche in unseren Gegenden die Witterung bestimmen. Es muss daher auch die Geschwindigkeit, mit welcher die Minima fortschreiten, und die Richtung, in der diese Fortpflanzung erfolgt, ins Auge gefasst werden. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Minima ist eine sehr verschiedene; während sie sehr häufig fast bewegungslos erscheinen, schreiten sie ebenso oft mit Sturmesgeschwindigkeit fort. Beobachtungen, welche in den Jahren 1876 bis 1880 angestellt wurden, haben für Europa eine mittlere Geschwindigkeit von 642 *km* in 24 Stunden, d. i. nahezu 27 *km* in der Stunde oder 7·4 *m* in der Secunde ergeben. Diese Geschwindigkeit entspricht derjenigen eines mäßigen Windes (Stufe 3 der Landscala). Für den mittleren Theil des Nordatlantischen Oceans erhielt Loomis aus Beobachtungen in den Jahren 1879 bis 1882 den Mittelwert von 700 *km* in 24 Stunden oder 8·1 *m* in der Secunde und für die Vereinigten Staaten von Amerika aus Beobachtungen der Jahre 1872 bis 1884 1110 *km* in 24 Stunden oder 12·8 *m* in der Secunde.[1])

[1]) Die auf S. 155 mitgetheilten Werte, welche bezüglich des Nordatlantischen Oceans und Nordamerikas von den hier erwähnten etwas abweichen, sind A. Supan entlehnt und entsprechen etwas älteren Resultaten von Loomis.

Somit ist die mittlere Geschwindigkeit der Minima auf dem mittleren Nordatlantischen Ocean etwas größer als in Europa, in der Union aber nahezu doppelt so groß als in unserem Erdtheil. Die Geschwindigkeit nimmt von Nordamerika ostwärts über den Ocean nach Europa hin ab, was sich wohl dadurch erklärt, dass „die Winde auf der Vorderseite der Minima auf dem amerikanischen Continente meistens Seewinde, in Europa Landwinde sind, während auf dem Oceane die Verhältnisse auf allen Seiten nahezu dieselben sind".

„Vergleichen wir," sagt v. Bebber, „die mittlere Geschwindigkeit der Minima der einzelnen Gebietstheile Europas mit dem Gesammtmittel, so ergibt



Zugstraßen der Minima in Europa nach W. J. v. Bebber und W. Köppen.

sich, dass dieselbe im Westen der britischen Inseln, über Finland, Südschweden und dem westlichen Russland zu gering, über Italien und Umgebung nahezu normal, in allen übrigen Gebietstheilen Westeuropas zu groß ist. Hervorzuheben sind die auffallend großen und fast gleichen Jahresmittel über Frankreich, dem südlichen Nordseegebiete, Deutschland und Österreich-Ungarn, sowie die Abnahme derselben nordostwärts nach dem Ostseegebiete und dem Innern Russlands hin. Dieses Verhalten gibt die Erklärung zu der Thatsache, dass in den ersteren Gegenden die Witterungserscheinungen so häufigen und erheblichen Wechseln ausgesetzt sind."

Von der Fortpflanzungsrichtung der Minima war schon in einem früheren Capitel die Rede, weshalb wir dorthin verweisen (vgl. S. 154 f.). Wir haben gesehen, dass die Minima in Bezug auf die Richtungen ihrer Bewegung eine gewisse Regelmäßigkeit zeigen, weshalb man von **Zugstraßen der Minima** spricht. Zur besseren Übersicht fügen wir hier ein Kärtchen bei, welches die Zugstraßen der Minima in Europa veranschaulicht.

W. v. **Bebber** hat die Zugstraßen der barometrischen Minima und das Verhalten der Minima auf denselben zum Gegenstand eingehender Untersuchungen gemacht. Da die von ihm gefundenen Resultate sowohl für die theoretische wie für die praktische Meteorologie von hoher Bedeutung sind, theilen wir dieselben hier in Kürze mit. Zunächst hebt er hervor, dass nahezu der vierte Theil sämmt-



Dr. W. J. v. Bebber.

licher über Europa hinwegziehender Depressionen sich auf den angegebenen fünf Zugstraßen bewegt; auf die einzelnen Zugstraßen vertheilen sich dieselben folgendermaßen:

	1876 bis 1880						1881 bis 1885					
Zugstraße	I	II	III	IV	V a	V b	I	II	III	IV	V a	V b
October bis März	20	18	23	14	12	10	41	23	14	6	7	7
April bis September	22	11	3	19	5	9	32	6	4	12	4	13

Die nach Südost gerichteten Zugstraßen (III und V a) gehören hauptsächlich der kälteren Jahreszeit, die nach Nordost gerichteten (I und IV) vorwiegend der wärmeren Jahreszeit an. Ferner haben die Minima die Neigung, die einmal eingeschlagene Bahn auf längere Zeit beizubehalten. Eine Vergleichung der Luft-

druckvertheilung für jede einzelne Zugstraße ergibt folgende sehr wichtige Regel: Fällt man aus dem Gebiete des tiefsten Barometerstandes auf die dichtest gedrängten Isobaren eine Senkrechte, so erfolgt die Fortpflanzung des Minimums nahezu senkrecht zu dieser Linie, so dass der höchste Luftdruck rechter Hand liegen bleibt. Diese Regel gilt nicht allein für Europa, sondern auch für alle Theile unserer Erde, wobei allerdings die Temperatur in hohem Grade modificierend einwirkt. Untersucht man den Zusammenhang dieser Regel mit der Stärke des Windes, so findet man, dass die Fortpflanzungsrichtung der Minima durchschnittlich mit der Richtung der stärksten Winde zusammenfällt.

Wie beim Luftdrucke, so spricht sich auch eine innige Beziehung der Fortpflanzungsrichtung der Minima zu den Isothermen aus. Zieht man nämlich von dem Gebiete niedrigster Temperatur auf die dichtest gedrängten Isothermen eine Senkrechte, so bezeichnet diese Linie die Richtung, nach welcher in der Umgebung der Depression die Temperatur am rascheften zunimmt, und diese bildet mit der Fortpflanzungsrichtung des Minimums einen Winkel, welcher zwischen 45 und 90° liegt, so dass die höchste Temperatur zur rechten Hand der Bahn liegen bleibt.

Die Ursachen für die Bewegung der Luftmassen in der Umgebung der barometrischen Minima sind, wie aus früheren Betrachtungen einleuchten wird, in der Vertheilung des Luftdruckes und der Wärme zu suchen, und die gesammte Luftbewegung ist maßgebend für die Fortbewegung der Minima. Daher konnte v. Bebber die beiden oben angeführten Regeln auch in eine einzige zusammenfassen: Die Fortpflanzung der Minima geschieht annähernd in der Richtung der überwiegenden Luftströmung in ihrer unmittelbaren Umgebung und in ihrer Zugstraße.

Die Fortpflanzung der Cyclone darf man sich nicht in der Weise vorstellen, dass dieselbe Luftmasse in fortschreitender Bewegung um das Centrum fortwährend rotiere; denn dann müsste auf der Vorderseite des Wirbels ein Ausströmen, auf der Rückseite ein Einströmen stattfinden, und im Centralraume müsste eine Luftbewegung im Sinne des Fortschreitens des Minimums erfolgen. Vielmehr überträgt sich die Wirbelbewegung stetig auf neue Luftmassen, wobei auf der Vorderseite der Luftdruck fortwährend abnimmt und so die Neubildung des Centrums continuierlich bewerkstelligt wird.

Häufig sind Luftdruck und Temperatur um die Minima nicht gleichmäßig um das Depressionscentrum vertheilt, woraus hauptsächlich sich erklärt, warum die Fortpflanzung und Verwandlung der Depressionen und somit auch die Witterungsphänomene unserer Gegenden so außerordentliche Mannigfaltigkeiten aufweisen, umsomehr, als auch noch die Temperaturvertheilung am Erdboden für diejenige der höheren Regionen nicht ganz maßgebend ist. Wenn die Vertheilung beider Elemente eine entgegengesetzte ist und beide Elemente einander ziemlich gleichwertig, so wird die Bewegung der Depression gehemmt oder ganz aufgehoben; dabei nimmt dieselbe meistens eine längliche Form an, deren Längsachse senkrecht zum Luftdruck oder Temperaturgradienten steht. An den Enden dieser Längsachse lösen sich häufig Theilminima los, die dann der Luftströmung folgen, welche in der ganzen Luftsäule über der entsprechenden Gegend vorwiegt. Ist entweder der Luftdruck oder der Temperaturgradient überwiegend, so wird die Richtung der Ortsbewegung durch das vorwaltende Element bestimmt.

Haben wir im Vorangehenden die wichtigsten Resultate der Untersuchungen v. Bebbers über die Bewegung der Minima kennen gelernt, so wollen wir nun auch den speciellen Einfluss der Depressionen auf das Wetter größerer und kleinerer Gebiete betrachten. Denn nicht bloß im großen ist die Wetterlage von der Fortpflanzung der Minima abhängig, sondern an jedem einzelnen Orte wird der

Witterungscharakter und dessen scheinbar launenhafter Wechsel in erster Linie durch die allgemeine Wetterlage bedingt; örtliche Einflüsse machen sich erst in zweiter Linie geltend. Die großen Gebiete höchsten und niedrigsten Luftdruckes, welche für gewisse Gegenden der Erdoberfläche charakteristisch sind, ihre Umwandlungen und Verschiebungen bestimmen das Auftreten und die Fortpflanzung jener kleineren Cyclonen, welche die jeweilige Witterung unserer Gegenden bestimmen. Mit der Untersuchung solcher typischer Witterungserscheinungen haben sich namentlich Hoffmeyer, Teisserenc de Bort und v. Bebber erfolgreich beschäftigt.

Wie auf Grund vieljähriger Beobachtungen Hoffmeyer nachgewiesen hat, sind es drei Stellen niedrigsten Luftdruckes, welche die gesammte Luftbewegung über dem Nordatlantischen Ocean und in Nordwesteuropa im Winter dirigieren. Von diesen liegt das Hauptminimum im Südwesten von Island, die beiden geringeren liegen östlich davon gegen das nördliche Eismeer und westlich gegen die Davisstraße. Indem diese Minima auf ihrer Südseite Süd- und Südwestwinde veranlassen, nimmt die dampfreiche Luft über dem Ocean ihren Weg nach den Westküsten Europas und verleiht so unseren Wintern ihre so häufige Milde. Da aber diese Minima nicht immer gleichmäßig entwickelt sind, sondern vielmehr zumeist eines von ihnen über die anderen überwiegt, gewinnt dieses eine Minimum den Haupteinfluss auf die Witterungserscheinungen in Nordwesteuropa. Dadurch erklärt sich, dass bei derselben Lage dieser drei Minima unsere Witterungszustände einen ganz verschiedenen Charakter haben können. Denn es kommen auch noch die großen barometrischen Maxima in Betracht, welche mit den Depressionsgebieten in Wechselwirkung treten. Auch sie sind zwar in gewissen Gegenden unserer Erde entweder beständig oder zu gewissen Jahreszeiten fast ausschließlich anzutreffen, erfahren aber in ihren Grenzen und in ihrer Lage mancherlei Veränderungen, wodurch sie dem Witterungscharakter unserer Gegenden die verschiedensten Formen zu geben imstande sind.

Im Winter kommen namentlich zwei Maxima in Betracht, welche auf die Witterungserscheinungen in Westeuropa bestimmenden Einfluss nehmen; das eine, welches die Hauptrolle spielt, liegt südwestlich über dem Atlantischen Ocean und erstreckt sich von den Bermudas über die Canarien und Açoren nach Spanien, das zweite liegt östlich, umfasst ganz Centralasien und große Theile von Ostasien und Sibirien und reicht mit einer Zunge bis nach Osteuropa (vgl. die Tafel IX). Verschiebt sich das erste Maximum, ohne seine geographische Breite zu ändern, gegen Osten, so wird die Zufuhr feuchter und warmer Luft vom Ocean durch die Südwestwinde begünstigt und wir haben einen milden Winter. Wandert das Maximum gegen Nordosten bis nach Frankreich oder Westdeutschland, so werden die Seewinde abgesperrt, was ruhiges, meist heiteres und kaltes Wetter zur Folge hat. Eine Verschiebung des Maximums nach Norden, nach dem Golf von Biscaya oder nach den britischen Inseln erzeugt Nordwest- und Nordwinde, welche nasskaltes Wetter mit häufigen und geringen Schneefällen veranlassen. Das große asiatische Maximum ist wohl über Centralasien sehr beständig, neigt aber zu Theilungen und beherrscht in solchem Falle das Wetter in Europa maßgebend. Mitunter tritt eine derartige Theilung ein, dass das Obgebiet das östliche von dem westlichen Maximum trennt, wobei das letztere sich selbst über Skandinavien erstreckt. Dann treten gewöhnlich continentale Winde auf, welche sehr kaltes Winterwetter hervorrufen. Verschiebt sich aber die Zone, welche das östliche und das westliche Maximum scheidet, mehr nach Westen, so bildet häufig Centraleuropa den Hauptsitz des westlichen Maximums, und wieder ist kaltes Wetter die Folge davon. Die Beziehungen zwischen den oben besprochenen Minimen und den beiden oben erwähnten Maximen

und ihren Einfluss auf die Gestaltung des Winterwetters in Westeuropa hat auf Grund der Hoffmeyer'schen Untersuchungen speciell Teisserenc de Bort studiert und eine Reihe von Wintertypen aufgestellt. Es sind folgende fünf:

Typus A. Kalt und trocken. Das Maximum über Asien verschiebt sich gewöhnlich nach Westen und theilt sich derart, dass der westliche Theil sich über das nördliche Russland und Finland erstreckt. Der Luftdruck nimmt dabei nach Westen und Süden hin ab, weshalb über Mitteleuropa continentale Ostwinde vorherrschen, welche die Kälte Russlands in unsere Gegenden bringen. Diesem Typus gehören die Jännermonate der Jahre 1838, 1842, 1861, 1876 und 1879 an.

Typus B. Kalt und trocken (Strahlungswinter). Das Maximum verlegt sich über den westlichen Theil von Mitteleuropa, während im Obgebiete und in der Gegend der Açoren der Luftdruck relativ niedrig ist. Es tritt ruhiges, heiteres und trockenes Wetter ein; da der Luftzufluß vom Ocean für unsere Gegenden abgesperrt ist, sinkt die Temperatur infolge von Ausstrahlung sehr bedeutend. Beispiele dieses Typus sind der December 1864, 1865, 1873, 1875, 1879 und der Jänner 1859 und 1864. Die Ausstrahlung wird besonders begünstigt, wenn vor dem Eintritt der angegebenen Luftdruckvertheilung eine Schneedecke sich gebildet hat, wie dies im December 1879 der Fall war. So wurde dieser Monat wohl der kälteste Decembermonat unseres Jahrhundertes, da in einem Theile Mitteleuropas das Temperaturmittel des Monates bis zu 12° unter dem Normalwerte blieb. Als Minima der Temperatur wurden beobachtet: in Paris —25·6°, in Châlons —25·1°, in Basel —24·0°, in Kassel —25·8°, in Hamburg —19·2°, in Kopenhagen —8·3°, in München —25·3°, in Wien —20·7°, in Berlin —18·8°, in Breslau —26·1°, in Krakau —29·6° C.

Typus C. Feuchtkalt. Das Maximum bei den Açoren hat sich nach Norden hin verschoben, über dem Mittelmeergebiet und Mitteleuropa herrscht dagegen relativ niedriger Luftdruck. Demgemäß kommt aus dem hohen Norden eine kalte Luftströmung nach Westeuropa und bringt daselbst die Temperatur zum Sinken. Da gewöhnlich auch häufige und reichliche Schneefälle eintreten, wird dadurch noch die Winterkälte verstärkt. Dieser Typus kam im December 1867, 1870, 1871, 1874, 1878 und im Jänner 1868 und 1871 vor.

Typus D. Milder Winter. Das Gebiet hohen Luftdruckes lagert über der Pyrenäenhalbinsel und dem Mittelmeere, während das atlantische Minimum sich über den Nordatlantischen Ocean, Nordeuropa und Nordsibirien erstreckt. Da unter diesen Umständen der oceanischen Luft der Weg nach Europa offen steht, wird hier milde Witterung mit häufigen Regenfällen herrschend. Dies war der Fall im December 1863, 1866, 1874, 1875 und namentlich im Winter 1883/84.

Typus E. Milder Winter. Das asiatische Maximum ist nach Nordrussland verschoben, während das nordatlantische Minimum nach den britischen Inseln gewandert ist. Auch jetzt treten, wie bei Typus D, Winde vom Ocean her ein und erzeugen mildes und niederschlagreiches Wetter. Beispiele bieten der December 1862, 1872, 1876 und der Jänner 1860, 1872, 1873, 1877.

Diesen Wintertypen analog sollten auch Sommertypen aufgestellt werden; doch hat man diese Untersuchungen auf die wärmere Jahreszeit noch nicht ausgedehnt.

Wie oben (S. 315) bemerkt wurde, erfolgt die Fortpflanzung der Depressionen in der Weise, dass sowohl die höhere Temperatur als auch der höhere Luftdruck auf der rechten Seite der Depressionsbahn liegen bleiben. Nach v. Bebber gilt dieser Satz auch für anomale Bahnen der Minima, d. h. von denjenigen

Depressionen, welche abweichend von der Regel nicht nach östlicher Richtung hin fortschreiten. Es bestehen also auch bei anomalen Bahnen dieselben Beziehungen zwischen Luftdruck- und Temperaturvertheilung und der Fortpflanzungsrichtung der Depressionen, wie bei normalen Bahnen.

Wir haben im Vorangehenden die Witterungserscheinungen der kalten Jahreszeit näher betrachtet; hinsichtlich der wärmeren Jahreszeit wurde eben erwähnt, dass sie einer gleichen Untersuchung bisher noch nicht unterzogen wurde. Nur einzelne Wetterphänomene derselben, welche sich besonders bemerkbar machen, hat man in Bezug auf den Zusammenhang mit der allgemeinen Wetterlage studiert. Hierzu gehören namentlich die Kälterückfälle im Mai, welche der jungen Saat und den Blüten der Obstbäume und des Weinstockes sehr verderblich werden, wenn sie in der dritten Decade (zwischen dem 10. und 20.) dieses Monats eintreten. Nach der Meinung des Volkes fallen die Maifröste in Süddeutschland gewöhnlich vom 12. bis 14. Mai, an den Tagen der Kalenderheiligen Pankratius, Servatius und Bonifacius, welche man als die „gestrengen Herren" oder die drei „Eismänner" bezeichnet. In Norddeutschland und in den Niederlanden gelten die Heiligen Mamertus (11. Mai), Pankratius und Servatius als Eismänner. In den Rheinlanden werden sie auch als „Weinverderber", im Saalthale als „Weindiebe" bezeichnet. Sie sind aber nicht nur bei uns bekannt, sondern auch in Ungarn, Frankreich, kurz in ganz Europa bis an den Südfuß der Alpen gefürchtet. In Frankreich spricht man von den „trois saints de glace", in Ungarn von den „fagyos szentek". Die Kälterückfälle des Mai zeigen sich am frühesten, nämlich am 11., meist in Schweden, im Ostseegebiete und in Ostdeutschland; in Pommern und Mecklenburg kann der 12. Mai als der Haupttag der Maikälte gelten; in der Mark, in Sachsen und Schlesien ist der kälteste Tag der 13., in Westfalen und am Rhein der 14. Mai. In Frankreich, wo die Erscheinung überhaupt nur schwach hervortritt, knüpft sie sich an die Tage des 14. bis 16. Mai. In Russland tritt sie vom 18. Mai ab auf und gegen Sibirien hin noch später. Spanien und Portugal kennen keine Kälterückfälle im Mai. Da dieser Nachwinter oft großen Schaden anrichtet, so reden auch die sprichwörtlichen Wetterregeln so viel davon. So sagen die Franzosen: „A la mi-mai queue d'hiver" (Um Mitte Mai Winterschleppe); die Landleute in Oberitalien bezeichnen ihn als l'inverno degli cavalieri, den Seidenwürmerwinter. In der Eifel heißt es: „Wer seine Schafe schert vor Servaz, dem ist die Wolle lieber als das Schaf". „Vor Servatius kein Sommer, nach Servatius kein Frost" heißt es an anderen Orten. Vollständig aber wird die Furcht vor den Nachtfrösten erst am St. Urbanstage (25. Mai) abgelegt. Deshalb sagt das Sprichwort: „St. Urban pflegt seine Mutter vom Ofen zu holen." Die Czechen haben aus den Anfangssilben der Namen der drei Eismänner ein eigenes Wort gebildet: Pan Serboni, und sagen davon: „Pan Serboni verbrennt die Bäume", weil man bei seiner Ankunft heizen muss. Sie schreiben den Ausdruck in zwei getrennten Wörtern, weil Pan im Czechischen „Herr" bedeutet.

Aus den Berichten der Chronisten ersieht man, dass die Eismänner des Mai schon vor vielen Jahrhunderten ihres Amtes walteten. H. Klein theilt einige interessante Belege hiefür mit. So werden aus Frankreich verderbliche Maifröste in den Jahren 892 und 1118 erwähnt. Vom Jahre 1419 findet sich in den Jahrbüchern des Johannes Lindenblatt, Officials zu Riesenburg, die Angabe: „so war et also kalt nach Ostern ken Pfingsten, das die Blut vorfros off den Bavmen, das wenig Früchte worden von Obs". Im Jahre 1353 fiel um die Mitte des Mai in Schlesien und Polen „ein tiefer Schnee", der sechs Tage

liegen blieb. Gronau in seiner Schrift über die Witterung der Mark Brandenburg berichtet: „Am 10. Mai 1439 fiel in Braunschweig ein so hoher Schnee, daſs die Äste der Bäume zerbrachen und die Saat ganz niedergeschlagen wurde.“ Am 24. Mai 1653 fiel im Dessauischen viel Schnee; ebenso 1705 am 25. und 26. Mai in der Mark Brandenburg, so daſs die Äste der bereits belaubten Bäume davon zerbrachen. Die schöne Lindenallee auf der Neustadt zu Berlin wurde dadurch dergestalt beschädigt, daſs man einige Wagen mit abgebrochenen Ästen beladen konnte. Wie S. Günther erwähnt, soll König Friedrich der Große für den Unglauben, den er den Aussagen seiner Gärtner entgegenbrachte, durch den Verlust seiner ganzen Orangerie auf der Terrasse von Sanssouci bestraft worden sei.

Die Erklärung dieser Kälterückfälle hat die Meteorologen schon seit lange beschäftigt. Genauer hat zuerst Dove dieselben studiert und bewiesen (1836), daſs die „Maifröste“ wirklich mit Vorliebe auf die vom Volksmunde bezeichneten Tage fallen, daſs sie sich wesentlich auf das mittlere Europa beschränken und daſs sie mit gewissen nördlichen Winden zusammenhängen. Er fand ferner, daſs mit fast gleicher Regelmäßigkeit, wie im Mai auch im Juni eine Temperaturdepression eintrete, die nur der vorgerückten Vegetation weniger anzuhaben imstande sei. Dove meinte, daſs die aus dem hohen Norden herabtreibenden Eisberge auf die europäische Atmosphäre erkältend einwirken, und selbst v. Bezold setzte anfangs wenigstens einen Theil der Temperaturerniedrigung auf Rechnung dieser schmelzenden Eismassen. Diese Ansicht hat man später ganz fallen gelassen; man hat berechnet, daſs, um die über 100,000.000 *ha* große Fläche Frankreichs und Deutschlands entsprechend abzukühlen, nicht weniger als 607.000,000.000 m^3 Eis schmelzen müſsten; d. h. die schmelzenden Eismassen müſsten bei 10 *m* Mächtigkeit eine Fläche wie das Königreich Bayern einnehmen. Solche Massen kommen aber in mittleren Breiten sehr selten vor. A. Erman führte 1839 die Maifröste auf die um die Sonne kreisenden Meteorschwärme zurück, welcher Ansicht aber schon Dove entgegentrat. Die richtige Auffassung wurde erst in unseren Tagen durch Billwiller (1877), Aſsmann, H. Klein (1881), v. Bezold und v. Bebber angebahnt. Als Kern ihrer Untersuchungen ergibt sich folgendes. Wenn im Frühjahre die Erwärmung unseres Erdtheiles von Süden her beginnt und damit Meere und Continente sowohl hinsichtlich der Wärmeverhältnisse als hinsichtlich der Luftdruckvertheilung ihre Rollen tauschen, dann spielt die Balkanhalbinsel mit dem im Norden derselben zwischen Adria und Schwarzem Meere liegenden Hinterlande bis zu den Karpaten die Rolle eines kleinen vorgeschobenen Continents. Dementsprechend geht die Erwärmung daselbst sehr rasch von statten, es entwickelt sich dort ein Gebiet verhältnismäßig großer positiver thermischer Anomalie und mithin auch relativ niedrigen Barometerstandes, d. h. es wird Entstehung sowohl als Eindringen von Depressionen in diesem Gebiete besonders begünstigt. Das hat aber in Verbindung mit dem im Westen Europas herrschenden und um diese Zeit nordwärts stets an Ausdehnung gewinnenden hohen Luftdrucke in Deutschland nördliche Winde zur unmittelbaren Folge und damit den Kälterückfall. Während Dove die „gestrengen Herren“ nach seiner Erklärung als „geborene Amerikaner“ bezeichnete, nennt sie v. Bezold geborene Ungarn; dies ist jedoch, wie v. Bebber ganz richtig hervorhebt, nicht bezeichnend, sie müssen vielmehr geborene Schweden genannt werden, da der kalte Luftstrom meist von Skandinavien herabkommt.

Die oben gekennzeichneten Temperatur- und Luftdruckverhältnisse sind aber so ziemlich das ganze Frühjahr hindurch dieselben und keineswegs den Eismännertagen allein eigenthümlich. Allein für letztere specifisch ist, daſs Ende der ersten

Maidecade alle Obstbäume in Blüte und alle Bäume sowie der Weinstock im Schmucke ihres jungen zarten Laubes stehen, dass also alle diese Gewächse Ende der ersten Maidecade in ihrem empfindlichsten Zustande sind. Treten Kälterückfälle Ende April auf, so finden sie das Laub meist noch in halben Knospen, und dessen Hüllen schützen gegen den Frost; tritt aber der Kälterückfall erst in der dritten Maidecade ein, so ist alles junge Knospen- und Blattwerk erstens schon widerstandsfähiger, und zweitens ist die Normaltemperatur jetzt schon so hoch, dass selbst die stärksten Rückfälle das Quecksilber nicht mehr auf Null bringen. Nur Mitte Mai trifft die größte Empfindlichkeit der Gewächse und die Möglichkeit des Sinkens der Temperatur auf Null zusammen, und das ist der Kern der Eismännersage.

In jüngster Zeit hat Hegyfóky die meteorologischen Verhältnisse des Mai in Ungarn eingehend untersucht und ist dabei zu Resultaten gekommen, welche freilich den Berechnungen v. Bezold's zuwiderlaufen. Namentlich ist hervorzuheben, dass die im Mai Ungarn durchziehenden Depressionen von Südwesten her einbrechen und theils in nordöstlicher und dann nördlicher, theils in mehr östlicher Richtung das Land durchziehen. Auch liefern gerade ungarische Stationen für Frostschaden im Mai, und zwar in der zweiten Decade, zahlreiche Beispiele. Daraus geht hervor, dass die „Eismännerfrage" noch immer nicht gelöst ist. Es mag daher erwähnt werden, dass E. Ney 1885 mit einer Erklärung aufgetreten ist, die von den früheren wesentlich abweicht, indem er der Vegetation einen größeren Einfluss auf die Temperatur und damit die Witterungsverhältnisse einräumt, als man bisher gemeiniglich annahm. Er hat durch Rechnung nachzuweisen gesucht, dass die um die Mitte des Mai in ihrer vollsten Entfaltung begriffene Pflanzendecke durch Verdunstung von ungeheuren Mengen Wassers und durch starke Ausstrahlung der bei Tage aufgenommenen Sonnenwärme eine bedeutende Temperaturdepression erzeuge. Dem ist aber entgegenzuhalten, warum denn die Temperaturerniedrigung nicht von Süden nach Norden fortschreite, statt umgekehrt, und warum auch in Skandinavien dieselbe eintrete, wo doch die Entwickelung der Vegetation noch bei weitem nicht so vorgeschritten ist wie in Ungarn oder in Frankreich.

Es wurde bereits oben erwähnt, dass Kälterückfälle auch im Juni sich einstellen. Im Sommer treten nämlich die meisten Minima in Schottland, dem Nordseegebiete und über Südschweden auf, während sie in Mitteleuropa seltener sind. Diese Depressionen verursachen im Juni die sogenannte Sommerregenzeit Deutschlands und sind gleichzeitig Ursache von Kälterückfällen.

Im Herbste ist die Anzahl der Depressionen in Mitteleuropa und besonders in Deutschland auffallend gering; zu dieser Zeit treten die Depressionen vorzugsweise im hohen Norden Europas auf. Deshalb ist der Herbst bei uns durch sein beständiges und angenehmes Wetter ausgezeichnet.

Unsere Betrachtungen sind nun so weit gediehen, dass wir uns der sogenannten praktischen Meteorologie zuwenden können. Man versteht darunter die Verwertung der meteorologischen Wissenschaft zur Vorausbestimmung der kommenden Witterung oder zur Aufstellung von Wetterprognosen. Dieser Zweig unserer Wissenschaft ist, wie wir wissen, noch ganz jung. Über die Aufgaben und den Wert der praktischen Meteorologie sagt Hermann J. Klein: „Erst die Entdeckung des allgemeinen Windgesetzes und die Erkenntnis, dass die Witterungserscheinungen mit der jeweiligen Luftdruckvertheilung in einem bestimmten Zusammenhange stehen, haben es mit Hilfe des elektrischen Telegraphen möglich gemacht, die wahrscheinlichen Veränderungen der Wetterlage für den Zeitraum von etwa einem, in sehr seltenen Fällen von zwei Tagen voraus anzukündigen. Diese Witterungsaussichten, wie sie

gegenwärtig von einer Anzahl meteorologischer Centralstellen in Europa und Nordamerika ausgehen, haben der Meteorologie mit einem Schlage das allgemeinste Interesse des Publicums erworben, und unter den Neuigkeiten, welche die Zeitungen bringen, nehmen die Witterungsnachrichten nicht den letzten Rang ein. Inzwischen darf man sich über die gegenwärtige Leistungfähigkeit der praktischen Meteorologie keiner Täuschung hingeben. Diese Disciplin steht erst am Beginn ihrer Entwickelung und es fehlen noch viele Erfahrungen. Wie auf allen neuen Gebieten, so sind auch hier die Erwartungen des großen Publicums sehr viel bedeutender als die Leistungen, und vielleicht tragen einige Meteorologen auch einige Schuld daran, indem sie, begeistert von den jüngsten Erfolgen ihrer Wissenschaft, diese etwas glänzender ausmalten, als sie bei ganz objectiver Betrachtung in Wirklichkeit sind. Sehen wir



Dr. Wilhelm Klinkerfues.

von Nordamerika ab, so ist zunächst zu gestehen, dass eine Vorausbestimmung des Wetters an der Hand unserer heutigen Kenntnisse nur für einen Theil von Europa, und zwar für Mittel- und Nordwest-Europa möglich ist."

Die Wetterprognose stützt sich in erster Linie auf die Kenntnis der Luftdruckverhältnisse. Aus der Lage der Isobaren kann man auf die ungefähre Windrichtung und auf den Gang der Minima für die nächste Zeit schließen und damit ist auch eine Reihe von Anhaltspunkten zur Beurtheilung des Witterungscharakters gegeben. Eine Prognose auf correcter Basis rief zuerst Buys-Ballot ins Leben, indem er den Vorschlag machte, jeden Tag Kärtchen auszugeben, in welche für eine Anzahl gut vertheilter Orte der Barometerstand und die Windrichtung eingetragen waren. Die rechtzeitige Versendung dieser Diagramme würde einen in den

Stand setzen, auch für Gegenden, welche auf der Karte nicht unmittelbar berücksichtigt sind, das beiläufige Witterungsbild zu entwerfen. Buys-Ballot hat damit bereits das Wesen der Wetterprognose mittels synoptischer Wetterkarten angedeutet; sein Vorschlag bahnte aber zugleich auch den Sieg der neuen synoptischen Methode über die bisherige statistische an. Schon vor ihm hatten 1842 Kreil und Piddington in Amerika vorgeschlagen, den elektrischen Telegraphen zur Ertheilung von Sturmwarnungen zu verwenden, und schon im Jahre 1858 brachte die „Smithsonian Institution" in Washington täglich eine Wetterkarte zur Ausstellung; 1869 begann die Einrichtung des officiellen Signaldienstes in der Union, welcher unter die Leitung von Cleveland Abbe und Myer gestellt wurde. Von den europäischen Ländern war Frankreich dasjenige, in welchem mit den telegra-



Dr. Georg v. Neumayer.

phischen Wetterberichten ein systematischer Anfang gemacht wurde; die Pariser Sternwarte begann 1856 unter der Leitung von Leverrier und Chacornac mit der Ausgabe von Wetterkärtchen und Sturmanzeigen. In den Niederlanden wurde der Wetterdienst 1860 durch Buys-Ballot organisiert, in England 1855 durch Fitzroy und 1877 durch R. Scott reorganisiert. In Deutschland fühlten begreiflicherweise die Seestaaten zuerst das Bedürfnis, sich einen eigenen Wetterdienst einzurichten. Eine Concentration erfuhr derselbe erst 1875 durch die Begründung der deutschen Seewarte in Hamburg, welche von ihrem seitherigen Vorstande, dem Admiralitätsrathe Dr. Georg v. Neumayer, in der trefflichsten Weise organisiert wurde. Die Binnenstaaten behielten ihre selbständigen Institutionen; so Baden, wo Honsell den Centraldienst einrichtete und auch auf die Hochwasserprognose aus-

dehnte, Württemberg, wo Schoder, Bayern, wo W. v. Bezold tüchtige Leiter desselben wurden. Den ersten Anstoß zu der jetzt officiellerseits allgemein eingeführten Organisation der telegraphischen Wetterberichte und Vorausbestimmung der muthmaßlichen Witterung für den folgenden Tag hat Professor Dr. Wilhelm Klinkerfues in Göttingen gegeben, indem er seit 1875 in verschiedenen Zeitungen Wetterprognosen veröffentlichte und dieselben solcherweise durchaus populär machte. In Österreich wurde das wettertelegraphische Amt 1865 von Jelinek eingerichtet und außer der Wiener Centralstation wurden noch 15 Localcentren in den einzelnen Kronländern geschaffen. In Norwegen knüpft sich die Einrichtung des Wetterdienstes an den Namen H. Mohn, für Dänemark hat Hoffmeyer, für Schweden Rubenson, für Italien Matteucci denselben organisiert. In Russland, wo Kupffer, Kaemtz, Wild und Woeikoff sich für die Sache auf das eifrigste bemühten, besteht jetzt auch eine Centralstelle. Auch Portugal suchte auf Anregung Brito Capello's, die Türkei durch Cumberary den anderen Staaten zu folgen. Allmählich wurden auch in den überseeischen Colonien der europäischen Staaten ähnliche Einrichtungen getroffen. Das britische Nordamerika folgte frühe dem Beispiel der Union; in Ostindien erhielt der Wetterdienst durch Blanford eine vorzügliche Einrichtung, ebenso die Inseln des Indischen Oceans durch Meldrum auf Mauritius.

Die gegenwärtige Organisation des Wetterdienstes in Europa besteht darin, dass die einzelnen Stationen eines Staates ihre auf eine bestimmte Stunde (7 oder 8 Uhr morgens) bezogenen meteorologischen Beobachtungen der Centralstelle telegraphisch mittheilen. Überdies stehen auch die wichtigsten Stationen der verschiedenen Staaten derart untereinander in Verbindung, dass die Centralstationen das Material für die Erkenntnis der Wetterlage im größten Theile Europas erhalten. Diese Angaben werden sowohl in einer übersichtlichen Tabelle zusammengestellt, als auf einer Karte eingetragen. Aus dem so gewonnenen Bilde des eben herrschenden Witterungszustandes ergibt sich dann die Wetterprognose für die nächsten 24 Stunden. Tabelle wie Wetterkarte sammt Wetterprognose werden täglich publiciert.

Wir bringen hier den „Internationalen telegraphischen Wetterbericht" zum Abdruck, welchen die Wiener Centralanstalt für den 6. December 1890 ausgegeben hat.

Internationaler telegraphischer Wetterbericht des k. k. meteorologischen Central-Observatoriums zu Wien vom 6. December 1890, 7 Uhr morgens.

Stationen	Luftdruck im Meeresniveau 700 +	Temperatur Celsius	Windrichtung Stärke 1—12	Bewölkung	Niederschlagshöhe in mm	Temperatur Max.	Temperatur Min.
Prag	61·1	— 0·5	NNW 1	bewölkt	—	2	0
Krakau	59·7	— 1·4	W 1	bewölkt	1	2	— 2
Lemberg	57·7	— 1·3	N 1	bewölkt	—	2	— 1
Tarnopol	58·6	— 1·6	N 1	bewölkt	—	3	— 2
Bregenz	58·7	— 1·4	N 1	Nebel	—	0	— 2
Salzburg	59·5	— 0·8	SE 3	bewölkt	—	1	— 2
Ischl	58·9	0·0	S 1	bewölkt	—	0	— 5
Wien	59·4	— 0·6	N 2	bewölkt	—	2	— 1
Graz	60·0	1·0	S 1	Nebel	—	4	— 1
Klagenfurt	60·0	— 4·2	SE 1	Nebel	—	2	— 6
Pest	57·3	0 5	NE 1	bewölkt	1	3	— 1
Hermannstadt	55·8	5·2	SSE 1	viertel bewölkt	2	9	4
Szegedin	55·8	3·0	NE 1	bewölkt	2	—	—
Pancsova	55·9	4·6	NE 3	Nebel	—	—	—
Serajevo	58·5	— 0·6	SW 1	viertel bewölkt	—	13	8

Stationen	Luftdruck im Meeresniveau 700 +	Temperatur Celsius	Windrichtung Stärke 1—12		Bewölkung	Niederschlagshöhe in mm	Temperatur	
							Max.	Min.
Agram	57·7	2·3	NE	1	bewölkt	—	6	2
Triest	55·1	8·0	—	0	bewölkt	2	12	6
Pola	54·6	6·8	E	1	bewölkt	4	13	7
Lesina	55·0	11·7	ESE	3	Regen	8	—	—
Punta d'Ostro	55·7	11·6	E	2	bewölkt	5	—	—
Klimatische Curorte und Gebirgsstationen.								
Gleichenberg	58·7	0·6	—	0	bewölkt	—	2	—2
Austria Gries	56·6	2·4	—	0	bewölkt	—	5	2
Riva	56·4	5·8	—	0	dreiviertel bewölkt	—	9	5
Görz	55·6	7·0	—	0	dreiviertel bewölkt	—	12	5
Abbazia	54·3	8·0	—	0	bewölkt	2	12	6
Lussinpiccolo	54·7	10·9	SE	1	dreiviertel bewölkt	3	14	11
Lugano	56·5	3·0	—	0	viertel bewölkt	—	—	—
St. Gotthard (2100)	—	—4·0	—	0	klar	—	—	—
Säntis (2500)	554·1	—5·6	ENE	4	klar	—	—4	—6
Sonnblick (3095)	552·4	—11·4	N	1	klar	—	—9	—11
Obir (2041)	552·2	—5·5	W	1	Nebel	—	—2	—5
Schneeberg (1436)	552·6	—7·0	—	0	Nebel	—	9	—5
Kopenhagen	65·0	0·4	NNE	2	bewölkt	—	—	—
Hamburg	63·7	—1·8	NE	1	dreiviertel bewölkt	—	—	—
Memel	60·9	—3·2	—	0	Nebel	—	—	—
Berlin	62·4	0·4	NNE	3	dreiviertel bewölkt	—	—	—
Münster	61·7	0·6	NNE	3	bewölkt	—	—	—
München	57·6	—1·8	NE	1	Nebel	—	—1	—3
Zürich	59·6	—2·5	NE	2	bewölkt	—	1	—3
Christiansund	67·9	2·0	WSW	1	klar	—	—	—
Norwich	62·2	2·9	E	6	dreiviertel bewölkt	—	—	—
Scilly-Inseln	54·6	7·2	ENE	4	dreiviertel bewölkt	8	—	—
Paris	58·6	0·1	ENE	2	bewölkt	1	—	—
Brest	54·3	4·4	E	3	bewölkt	11	—	—
Biarritz	55·0	11·2	NE	4	Regen	33	—	—
Nizza	52·9	10·2	ENE	5	Regen	—	—	—
Turin	55·7	5·3	S	2	bewölkt	2	7	5
Florenz	54·5	6·8	S	1	Nebel	1	13	6
Rom	53·5	6·1	N	1	bewölkt	—	17	7
Neapel	54·2	10·6	—	0	viertel bewölkt	1	15	11
Palermo	53·5	13·1	SW	3	halb bewölkt	—	21	7
Malta	54·5	16·1	WSW	3	viertel bewölkt	—	17	14
Uleaborg	63·8	—13·0	NE	1	bewölkt	—	—	—
Stockholm	66·1	—2·7	NE	2	viertel bewölkt	—	—	—
Petersburg	58·7	—5·4	NNW	2	Schnee	—	—	—
Moskau	52·3	—5·6	WNW	1	Schnee	9	—	—
Warschau	60·2	—3·3	NW	1	bewölkt	—	—	—
Kiew	57·9	—3·1	—	0	bewölkt	—	—	—
Odessa	57·2	3·1	—	0	Nebel	1	—	—
Sulina	56·9	4·4	SSW	1	Nebel	—	13	1
Bukarest	57·7	0·9	N	2	bewölkt	2	0	—1

Allgemeine Übersicht. Die Luftdruckvertheilung ist etwas gleichmäßiger geworden. Das Maximum hält sich im Norden, Minimalgebiete liegen im Südwesten und Nordosten. In Mitteleuropa herrschen schwache, zumeist nördliche Winde und meist bewölktes Wetter ohne wesentliche Niederschläge. Die Temperatur liegt nahe dem Gefrierpunkte. Nördliche Winde, wechselnde Bewölkung und abnehmende Temperatur voraussichtlich.

Beobachtungen am	Luftdruck		Temperatur		Wind		Bewölkung	
	9 h. p.	7 h. a.	9 h. p	7 h. a.	9 h. p.	7 h. a.	9 h. p	7 h. a.
Sonnblick	513·4	512·3	10·4	— 11·4	N 1	N 1	Nebel	klar
Kolm (1600 m) . .	—	—	—	—	—	—	—	—
Wendelstein	—	610·8	—	— 3·6	—	SW 1	—	Nebel

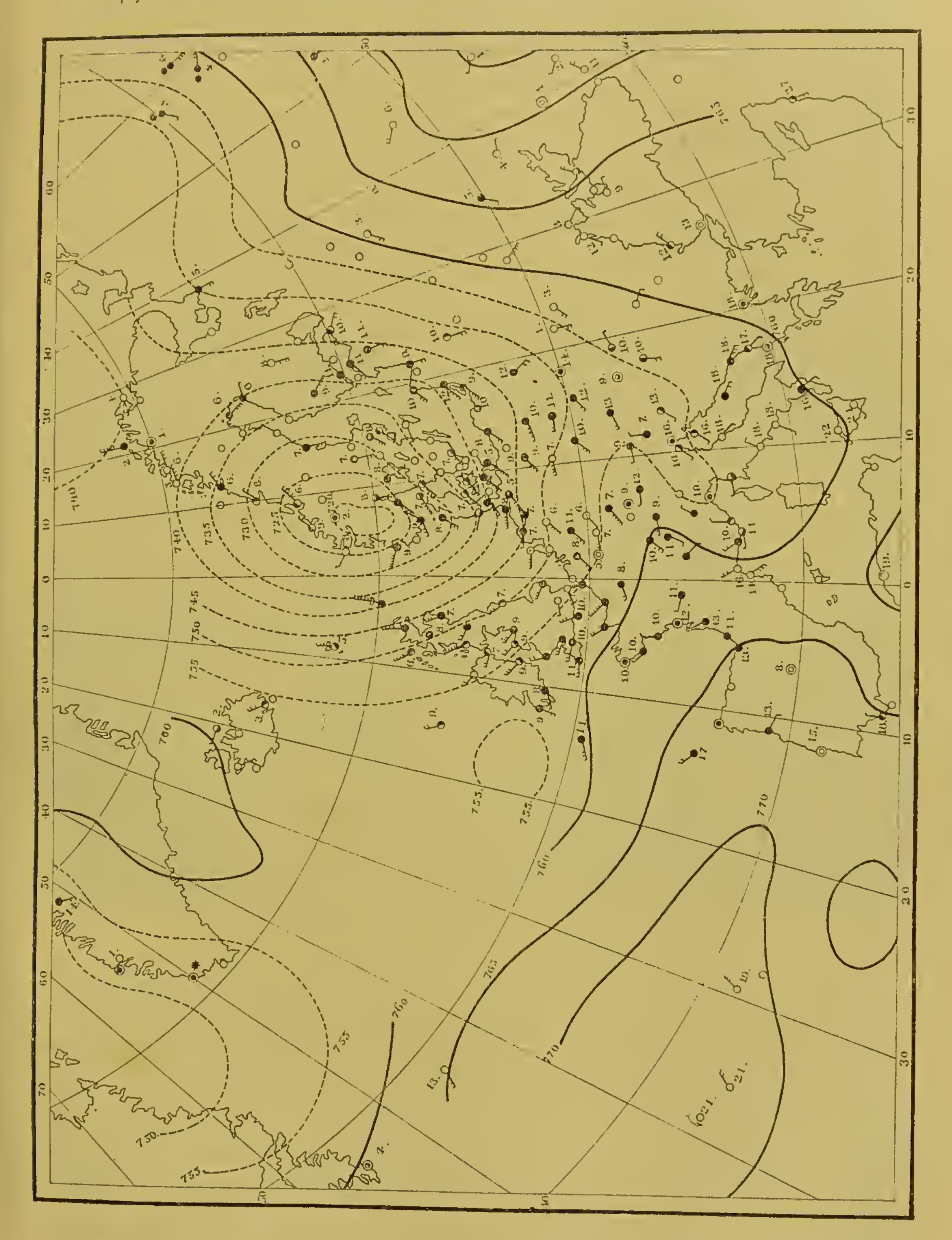
Bemerkungen: St. Gotthard, Sonnblick, Obir und Schneeberg auf 2500 m reduciert. Um 2 Uhr melden: Austria-Gries 5·0° C., windstill, trüb; Görz 11·8° C., windstill, halb bewölkt; Abbazia 12·0° C., windstill, trüb. Semmering, 7 Uhr Früh: — 4·1° C., E 1, Nebel; Temperatur: Maximum 3°, Minimum — 3° C. In Frankreich fielen noch ergiebige Regen, sonst waren die Niederschläge nur ganz vereinzelt und sehr gering. Das Meer ist allgemein nur schwach bis mäßig bewegt.

Für den Ostwind ist die internationale Bezeichnung E (engl. East) gewählt; die Windstärke ist nach der Beaufort'schen Scala (vgl. S. 143) angegeben. Die Abkürzungen a. und p. bedeuten „vormittags" und „nachmittags" (ante und post meridiem), h (hora) = Uhr.

Als Beispiel einer Wetterkarte bringen wir die Reproduction einer solchen, welche uns die Wetterlage in Europa am Morgen des 22. October 1874 nach Hoffmeyer zeigt. „Die krummen Linien in derselben sind die Isobaren, und zwar sind dieselben von 760 mm aufwärts schwarz ausgezogen, abwärts aber punktiert dargestellt. Man nimmt gewöhnlich die Isobaren von 760 mm als Grenze des Maximums und Minimums an. Der Karte nach befand sich also an jenem Tage Mittel- und Nordeuropa unter der Herrschaft eines barometrischen Minimums, dessen Mittelpunkt im südlichen Norwegen lag. Die Windrichtungen sind durch gefiederte Pfeile bezeichnet und die Windstärke durch die Anzahl der Federn (sechs Federn bezeichnen starken Sturm). Die Spitze jedes Pfeiles liegt in dem betreffenden Ort und die Pfeile fliegen mit dem Winde. Außerdem ist die Himmelsbeschaffenheit dargestellt. Jeder Beobachtungsort wird durch einen kleinen Kreis repräsentiert; ist der Kreis unausgefüllt, so bedeutet dieses heiteren Himmel, ist ein Viertel des Kreises ausgefüllt, so ist dort der Himmel ein Viertel bedeckt, halbe Ausfüllung zeigt halbbedeckten Himmel, und ein schwarzer Kreis repräsentiert völlig bedeckten Himmel. Ein Punkt daneben bedeutet Regen. Ein zweiter Kreis um den Ortskreis zeigt Windstille an, und endlich geben die den Orten beigeschriebenen Ziffern die Temperatur in Celsiusgraden. Um die Karte nicht zu überfüllen, sind die Namen der Beobachtungsorte fortgelassen. Es wird nun hiernach leicht, ein Bild des Wetters über Europa am 22. October 1874 morgens zu erhalten. Zunächst sehen wir, dass um den Ort des Minimums die Winde in der Richtung gegen den Lauf des Uhrzeigers wehen und dass sie da, wo die Isobaren am engsten zusammenliegen, also über Dänemark und Südnorwegen, am stärksten, fast stürmisch wehen. Gleichzeitig ist der Himmel dort meistens bedeckt und vielfach fällt Regen. Auch im größten übrigen Theil von Centraleuropa ist der Himmel bewölkt und das Wetter regnerisch, doch sind die Winde hier schwächer. Im Osten Europas, wo hoher Luftdruck herrscht, sind die Winde schwach und laufen in der Richtung mit der Uhr um das Barometermaximum, dessen Centrum am Kaspischen Meer liegt. Der Himmel ist in dieser Gegend meist heiter und die Temperatur niedrig."

Ist auch die Vorauskenntnis der muthmaßlichen Witterung von allgemeinem Interesse, so gibt es doch gewisse Berufszweige, für welche diese Kenntnis von ganz besonderer Bedeutung ist. Wir meinen den Seemann und den Landwirt. Es

wurde schon an anderer Stelle (S. 237) bemerkt, daß sich der Seemann, gewisse



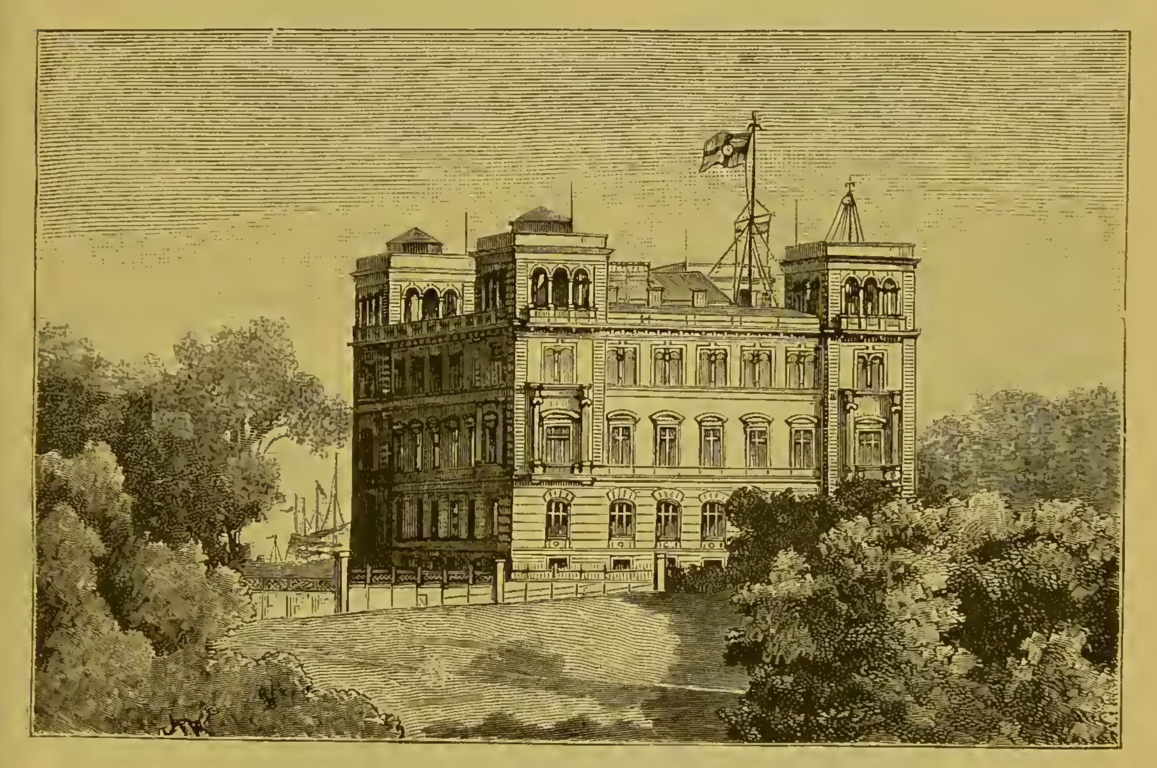
Wetterkarte für den Morgen des 22. October 1874 nach Hoffmeyer.

extreme Fälle ausgenommen, auf hoher See aus „bösem Wetter“ nicht allzuviel zu machen pflegt, wenn nur sein Schiff gut gebaut und seetüchtig ist. Die mari-

time oder nautische Meteorologie hat daher vor allem die Aufgabe, für die Segelschiffe die besten und kürzesten „Segelrouten" aufzustellen und für das Steuern des Schiffes im Falle eines Wirbelsturmes entsprechende „Sturmregeln" zu ertheilen. Wir wissen, dass die ersteren auf einer genaueren Kenntnis der Meeresströmungen und der vorherrschenden Winde beruhen und dass die ersten wesentlich vervollkommten Segelrouten von dem amerikanischen Capitän Maury aufgestellt wurden (vgl. S. 183 f.). Auch von den Sturmregeln war schon die Rede, weshalb wir darauf verweisen können (S. 238 f.). Das Material für die stete Vervollkommung der maritimen Meteorologie wird in erster Linie von den Führern der Schiffe gesammelt. In dieser Hinsicht hat sich namentlich in Deutschland der vortreffliche Leiter der deutschen Seewarte in Hamburg, G. Neumayer, verdient gemacht. Jedem Schiffscapitän, der sich zur Mitarbeit an der Förderung bereit erklärt, wird von der Seewarte ein Formularbuch eingehändigt. In dieses trägt der Capitän zu drei bestimmten Tagesstunden die geographische Position seines Schiffes, Windrichtung, Windstärke, die Ablesungen am Barometer, Thermometer und Psychrometer, Wolkenbildung und Himmelsansicht, Beobachtungen über Seegang und eventuelle Meeresströmungen, endlich Temperatur und Dichte des Meerwassers ein. Die Journale werden, sobald das Schiff den Hafen erreicht hat, an die Seewarte eingesendet und dort geprüft. So sammelt sich ein äußerst wertvolles, stets wachsendes Beobachtungsmaterial an. Kann ein gewöhnlicher, wenn auch sehr heftiger Sturm einem tüchtigen Schiffe auf offener See nicht viel anhaben, so ändert sich dagegen die Situation wesentlich in der Nähe der Küste. In solchem Falle ist es für den Befehlshaber eines Schiffes von großem Werte, rechtzeitig auf einen herannahenden Sturm aufmerksam gemacht zu werden. Dieses Bedürfnis des Seefahrers hat das heute allgemein durchgeführte Sturmwarnungswesen ins Leben gerufen, welches die Hauptaufgabe der litoralen oder Küstenmeteorologie bildet. Auch von den Sturmwarnungen war aber schon früher eingehender die Rede (vgl. S. 237 f.). Die Agrarmeteorologie endlich, welche Lorenz v. Liburnau in vorzüglicher Weise bearbeitet hat, erkennt, abgesehen von der klimatologischen Seite, namentlich die landwirtschaftliche Wetterprognose als ihre Hauptaufgabe. Die von der letzteren zu befolgenden Grundsätze hat v. Bebber maßgebend vorgezeichnet. Natürlich spielen die Niederschlagsverhältnisse in der landwirtschaftlichen Meteorologie die wichtigste Rolle. Es reichen aber hier weder Messungen der Regenmenge, noch die Bestimmung der Regenwahrscheinlichkeit aus, sondern es handelt sich vor allem darum, die localen Bedingungen der Regenbildung kennen zu lernen. Sehr wichtig sind ferner die Gewitter- und die Nachtfrostprognose. Von diesen soll weiter unten noch gehandelt werden.

Kehren wir nochmals zu den Wetterkarten zurück, so zeigt ein Vergleich der Wetterkarten zweier unmittelbar aufeinander folgender Tage, dass die Vertheilung des Luftdruckes von Tag zu Tag in größerem Maße wechselt. Dieselbe ist meist nach 24 Stunden ganz anders als man tagszuvor vermuthete, woraus sich ergibt, dass Wetterprognosen im allgemeinen sich höchstens auf die nächsten 24 Stunden erstrecken dürfen. Die Erfahrung zeigt aber, dass auch Vorausbestimmungen des Wetters, die sich bloß auf diesen Zeitraum beschränken, oft nicht zutreffen. Der Grund solchen Misserfolges, sagt H. Klein, liegt darin, dass das Wetter niemals in der Form der typischen Beispiele der Lehrbücher, dass es niemals programmgemäß verläuft, dass oft nur ein Theil der Erscheinungen, welche die Depressionen oder Maxima charakterisieren, eintritt, und endlich auch darin, dass unsere ganze Theorie noch weit davon entfernt ist, vollendet zu sein, und die Cyclonen und Anticyclonen wahrscheinlich durchaus nicht allein das Wetter

regieren. Dazu kommt noch eine Unvollkommenheit unserer Wetterberichte, insofern dieselben mit Rücksicht auf ihre nothwendige rasche Veröffentlichung auf die Beobachtungen um 7 oder 8 Uhr morgens gegründet sind. Nun haben aber, wie J. Hann richtig bemerkt, die frühen Morgenstunden zumeist, wenn nicht stärkere Winde wehen, eine abnorme Temperatur, welche weder über die Wärmeverhältnisse des vorausgegangenen, noch die des betreffenden Tages selbst einen befriedigenden Aufschluss gibt. Ob die Witterung dem Reifen der Feld- und Gartenfrüchte, der Heuernte u. s. w. günstig sei, darüber gibt der um 7 oder 8 Uhr morgens abgelesene, gerade an heiteren und windstillen Tagen, die sehr heiß werden, durch nächtliche Wärmestrahlung erniedrigte Thermometerstand dem Landwirte keine oder eine falsche Auskunft. Deshalb schlug J. Hann vor, die Wetterberichte durch Angabe des Temperaturmaximums des Vortages, welches er in dieser Hinsicht für



Die deutsche Seewarte in Hamburg.

das wertvollste Element hält, zu vervollständigen. In der That werden neuestens auch Maximum und Minimum der Temperatur innerhalb der letzten 24 Stunden den Wetterberichten beigefügt (vgl. S. 364 f.).

Aus der Mangelhaftigkeit der gegenwärtig üblichen Wetterprognose, welche freilich durch die praktische Erfahrung der einzelnen Meteorologen zum Theil paralysiert wird, ergibt sich das Bedürfnis, die Vorausbestimmung der muthmaßlichen Witterung auch noch auf andere Beobachtungen zu stützen, als sie die officiellen Wetterberichte bieten. Es gibt eine Anzahl von Vorzeichen des kommenden Wetters, welche von der localen Wetterprognose durchaus nicht gering geschätzt werden dürfen. Vor allem wird man stets das Barometer direct beobachten müssen. Der meiste Regen fällt bei uns mit steigendem Barometer. Regnet es bereits in Südengland und Nordfrankreich, so ist der Eintritt von Regenwetter auch bei uns

wahrscheinlich, besonders wenn das Barometer andauernd fällt. Wenn letzteres aber langsam fällt, ohne dass Regenwetter eintritt, so ist dieses zu erwarten, wenn das Barometer wieder steigt. Dann ist es das Aussehen des Himmels, welches uns über das zu erwartende Wetter unterrichtet. Cirrusstreifen am heiteren Himmel zeigen zumeist das Herannahen einer Depression an; namentlich, wenn die Cirrusstreifen stark gefasert und gezackt erscheinen, sind sie untrügliche Anzeichen von Regen.

Als einen für die Voraussicht kommenden Regens sehr wichtigen Apparat empfahl zuerst Piazzi Smith das Spectroskop, für dessen Verwendung H. Klein auf Grund eigener Erfahrung mit großer Entschiedenheit eintritt. Bekanntlich wird das weiße Sonnenlicht, wenn es durch ein Glasprisma geht, nicht bloß von seinem Wege abgelenkt, sondern auch in die sieben Farben des Regenbogens von Roth bis Violett zerlegt, deren Bild man auf einer weißen Fläche auffangen kann. Dies ist das sogenannte Spectrum der Sonne, welches man am besten durch einen eigenen Apparat, das Spectroskop, beobachtet. Das Sonnenspectrum wird aber auch von einer Anzahl dunkler Linien durchzogen, deren hervorragendste mit den Buchstaben A, B, C, D u. s. w. bezeichnet worden sind. Einige dieser Linien verdanken ihr Hervortreten dem Wasserdampf unserer Atmosphäre und werden stärker, wenn dessen Menge zunimmt, nehmen aber ab mit wachsender Trockenheit der Luft. Die für die Regenprognose wichtigsten dieser „Regenbänder" oder Wasserdampflinien liegen zwischen den Linien C und D im rothen Ende des Sonnenspectrums. Sind die Regenlinien schwach und fein, so ist in den nächsten Stunden kein Regen zu erwarten, sind sie aber sehr dunkel, breit und verwaschen, so kann man mit großer Sicherheit auf Regen schließen, der in spätestens vier bis sechs Stunden eintritt.

Auch für die Windprognose ist das Barometer das wichtigste Instrument. Bei mäßig tiefen Depressionen bleibt der Wind meist schwach, so lange das Barometer fällt; wenn es aber zu steigen beginnt, tritt der Wind sofort stark auf. Heftige Winde bei fallendem Barometer deuten dagegen auf starken Sturm. Innerhalb eines barometrischen Maximums können auch bei hohem Barometerstande starke Winde wehen.

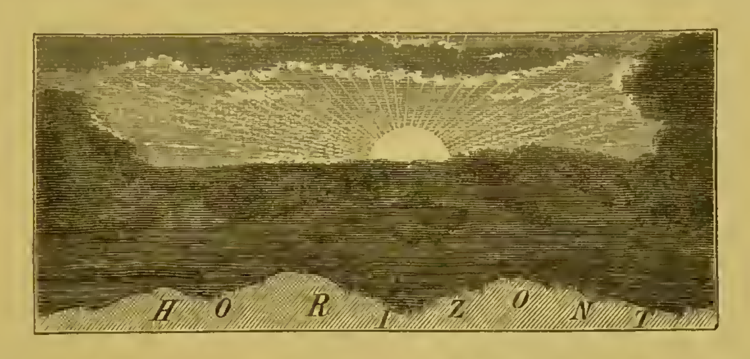
Zur Nachtfrostprognose bedient man sich entweder eines Psychrometers oder eines Condensationshygrometers (vgl. S. 99 und 100) und geht dabei nach folgender Regel vor: Nachtfrost tritt nicht ein, wenn der Thaupunkt der Luft über dem Gefrierpunkte liegt; Nachtfrost muss zwar nicht, kann aber sehr leicht eintreten, wenn der Thaupunkt unter 0^0 liegt.

Sehr schwierig ist die Gewitterprognose und erfordert lange Erfahrung. Am besten hält man sich an die von Prestel aufgestellte, in der Praxis bestätigte Regel: Wenn an einem Orte die Temperatur über die mittlere hinausgeht, so kommt ein Gewitter allemal dann zum Ausbruche, wenn der Barometerstand bei seinem Übergange von einem Maximum zu einem Minimum oder umgekehrt dem mittleren Barometerstande des betreffenden Ortes nahezu gleich ist.

Es muss ausdrücklich betont werden, dass alle Wetterprognose, welche sich ausschließlich auf die Theorie der Wissenschaft stützt, wenn derselben nicht auch praktische Erfahrung zur Seite steht, stets einen sehr problematischen Wert besitzt. Dagegen verfügt auch der Laie über eine ganze Reihe von Witterungsanzeichen, welche selbst ohne alle Anwendung von Instrumenten ihn in den Stand setzen, das kommende Wetter zum mindesten für mehrere Stunden oder selbst für einen Tag mit ziemlicher Sicherheit vorauszusagen. Alle diejenigen, welche vermöge ihres Berufes auf die Beobachtung des Himmels und des Wetters hingewiesen sind, erwerben sich bei einiger Intelligenz diese Fähigkeit, namentlich Seeleute, Land-

und Forstleute. Als Anzeichen des kommenden Wetters dienen ihnen die Beschaffenheit der Luft, des Himmels, besonders bei Sonnenauf- und -Untergang, der Wolkenzug und die Richtung des Windes, der Nebel, Thaufall, dann aber auch das Verhalten gewisser Thiere.

Ein Anzeichen kommenden Regens ist besondere Klarheit der Luft, so dass ferne Berge ungemein deutlich erscheinen. Ist dagegen die Luft wenig durchsichtig und liegt auf der ganzen Landschaft ein leichter Duft, so ist namentlich im Herbste andauernd schönes Wetter zu erwarten. Wolken, die sich an Bergspitzen bilden



Sonnenuntergang, der schlechtes Wetter verkündet.

und sich langsam ausbreiten, zeigen meist Regen an. Überzieht den Himmel ein Schleier, auf dem einzelne rauchartige Wölkchen sichtbar sind, so kann man auf baldigen und anhaltenden Regen rechnen. Wenn der Himmel nachmittags sich grau zu überziehen beginnt und es gegen Abend zu regnen anfängt, so regnet es gewöhnlich dann einen großen Theil der Nacht hindurch fort. Des Morgens beginnender Regen hört dagegen meist vor Mittag auf, was das Sprichwort zum Ausdruck bringt: „An Frühregen und Weiberthränen ist wenig gelegen."



Sonnenuntergang, der schönes Wetter anzeigt.

Wichtige Wetteranzeichen erhält man aus der Beschaffenheit des Himmels bei Sonnenauf- und -Untergang. Ist bei untergehender Sonne der Himmel fahlgelb, so tritt oft andauernder Regen ein. Schönes Morgenroth deutet vorwiegend auf Regen, ein grauer Morgenhimmel auf schönes Wetter. Mit der Färbung des Abendhimmels verhält es sich gerade umgekehrt (vgl. S. 323). Besonders wichtig für die Wetterprognose ist der Abendhimmel, namentlich wenn man den Sonnenuntergang ungehindert beobachten kann, denn nahe Berge hindern die Beobachtung. Wenn die Wolken sich zu einer schweren Wand zusammenziehen, die Sonne, grelle

Lichter werfend, nicht hinter der Linie des Horizontes untergeht, sondern hinter der Wolkenwand verschwindet und nirgends mehr zum Vorschein kommt, dabei der Wind sich in ungünstigem Sinne dreht, so kommt schlechtes Wetter. Zertheilen sich dagegen die bislang drohend aussehenden schweren Wolkenschichten und ihre Ränder zerfließen gleichsam vor der Sonne; diese selbst durchdringt und beleuchtet alles und geht endlich bei mildem Abendroth hinter der Linie des Horizontes unter, so wird bei günstigem Verhalten des Windes das Wetter am nächsten Tage schön.

Hinsichtlich der Winde sei hier nur auf die regelmäßig wehenden Winde an Gebirgsseen, den Ober- und Unterwind, hingewiesen (vgl. S. 160). So lange diese beiden Winde zur bestimmten Tageszeit miteinander wechseln, bleibt das Wetter constant schön; bleibt einer derselben aus, so tritt gewiss ein Wetterumschlag ein.

Steigender Nebel, solcher, welcher vorzugsweise in der Höhe lagert, Kirchthürme und Bergspitzen verhüllt, deutet auf trübes, unfreundliches Wetter, fallender Nebel verkündet einen heiteren Tag. Reichlicher Thaufall im Spätsommer und im Herbst lässt zumeist auf einen schönen Tag schließen. Wetterleuchten gilt vorwiegend als Vorzeichen schönen Wetters.

Manche Thiere besitzen unzweifelhaft eine instinctive Vorahnung der kommenden Witterung. Es ist allbekannt, dass die senkrecht aufsteigenden Säulen spielender Mücken schönes Wetter verkünden; wenn dagegen die Insecten sich nahe dem Boden halten und die Schwalben daher sehr niedrig fliegen, kommt in Bälde Regen. Auch empfindsame Menschen fühlen einen nahenden Wetterumschlag, namentlich Nervöse, Gichtleidende, Amputierte u. dgl.

Hier können wir uns eine Bemerkung über das schöne oder gute und das schlechte Wetter, von dem bisher stets die Rede gewesen, nicht versagen. Schön oder gut nennen wir das Wetter, wenn die Luft ruhig ist und es nicht regnet; Sturm und Regen bedeuten schlechtes Wetter. Wenn es aber etwa im Sommer wochenlang nicht geregnet hat, dann ist nichts ersehnter als der Regen, und wenn dieser endlich eintritt, so kommt unzweifelhaft gutes Wetter. Mit Recht sagt O. Peschel: „Wie oft beklagen wir uns über das schlechte Wetter! Schlechtes Wetter ist aber ein wandelbarer Begriff. Im tropischen Afrika, wo die Regen periodisch sind und die Kunst der Regenzauberer in Blüte steht, heißt reichlicher Regen gutes Wetter."

Die Kenntnis mancher Vorzeichen der muthmaßlichen Witterung pflanzt sich schon seit alters von Geschlecht zu Geschlecht durch Überlieferung fort. Dies führte zu verschiedenen Wetterregeln, die auch in Verse gefasst wurden und auf welche der Bauer große Stücke hält. Sie sind von Wert, wenn sie sich auf die Zeit des Anbaues der verschiedenen Nutzpflanzen oder andere landwirtschaftliche Arbeiten beziehen oder wenn sie conditional gefasst sind, wie etwa die Bauernregel: „Mai nicht zu kalt und nicht zu nass — füllt die Scheune und das Fass" — oder wenn vom November gesagt wird: „Viel und langer Schnee — gibt viel Frucht und Klee". Die meisten derselben sind aber ganz falsch und verwerflich, so namentlich diejenigen, welche das künftige Wetter von den sogenannten „Lostagen" abhängig machen, z. B. „Wie das Wetter zu Makarius (2. Jänner) war — so wird's im September trüb und klar"; oder „Wenn's im Mai hagelt, so hagelt's jeden Monat". Wir haben gehört, dass man mit ziemlicher Gewissheit das Wetter nur für einen Tag und höchstens noch mit einiger Wahrscheinlichkeit für den zweiten Tag voraussagen kann, woraus zu ersehen, wie unsinnig es ist, die Witterung für lange Zeiträume vorauszubestimmen. In den Zeiten der Astrometeorologie, da man die Herrschaft über die einzelnen Jahre der Reihe nach den sieben Planeten einräumte, glaubte man auch, dass diese einen bestimmenden Einfluss auf das Wetter

nehmen. Man sollte glauben, dass diese Zeiten nunmehr vorüber sind. Es ist aber nicht so. Ein im vorigen Jahrhundert entstandener, auf einen gewissen Dr. Mauritius Knauer zurückgeführter sogenannter „hundertjähriger Kalender" lebt, immer wieder neu aufgelegt, noch fort. In demselben wird die muthmaßliche Witterung auf Grund der Jahresherrschaft der sieben Planeten für sieben Jahre vorausbestimmt, worauf die Wiederholung des gleichen Wetters in derselben Reihe erfolgen soll. Er ist also eigentlich nur ein siebenjähriger Kalender. Im Jahre 1890 war der Mars Jahresregent; er wird es 1897 wieder sein, und daher soll nach Knauer in diesem Jahre sich das Wetter von 1890 wiederholen, und so ins Unendliche. Zu bedauern ist, dass die den Aberglauben fördernden Wetterregeln Knauers auch noch in vielen anderen Kalendern nachgedruckt werden.

Etwas anders verhält es sich mit der Frage nach dem Einflusse des Mondes auf die Witterung. Schon Arago hat erklärt, dass die wolkenzerstreuende Kraft des Mondes nicht geleugnet werden kann, und Männer wie J. Herschel und Buys-Ballot hielten einen Zusammenhang zwischen Mondphasen und Bewölkung insofern für möglich, als das Mondlicht vielleicht in den höheren Regionen der Atmosphäre einen Theil der mitgebrachten Wärme verliert und zur Verwandlung von Wolken in unsichtbaren Dampf verwendet. Andere haben den Witterungseinfluss auf chemische, andere noch auf attractive Wirkungen zu beziehen gesucht. Die Annahme, dass, wie es eine Flut und Ebbe des Meeres gibt, eine ebensolche Erscheinung auch in der Atmosphäre beobachtet werden müsste, klingt sehr überzeugend und natürlich, nur ist das Vorhandensein dieses Phänomens sehr schwer nachweisbar, weil die Druckdifferenzen außerordentlich geringe sind. Der Lösung dieses Problems hat man viel Zeit und Mühe gewidmet, und zwar theils um nur statistisches Material zu sammeln, theils um Hypothesen über die Wirkungsweise des Mondes aufzustellen. Hiervon nennen wir nur kurz Gronau, der gefunden hat, dass 41 Procent des Witterungswechsels auf den Neumond, 39 Procent auf den Vollmond fallen. Ferner fand er, dass in 100 Jahren 1743 Veränderungen und 3189 Nichtveränderungen des Wetters mit dem Mondwechsel zusammentreffen, was zur Genüge den negativen Einfluss des Mondes nachweisen würde.

Streintz kam nach reiflichen Untersuchungen zu folgendem Schlusssatze: „Der Mond übt auf die Schwankungen von Barometer, Regen und Wind in unseren Breiten keinen solchen Einfluss, dass derselbe mit unseren Instrumenten und Beobachtungsmethoden innerhalb eines Zeitraumes von 20 Jahren gefunden werden könnte. Ist derselbe dennoch vorhanden, so muss er so außerordentlich gering sein, dass er für jede Bestimmung als nicht bestehend betrachtet werden kann." S. Günther, indem er dieses Theorem im großen und ganzen als richtig anerkennt, glaubt demselben folgende neue These zur Seite stellen zu müssen: „Die lunarischen Gezeiten sind nicht stark genug, um erhebliche Veränderungen im Bewegungszustande unserer Lufthülle von sich aus zu bewirken, wohl aber stark genug, um schon vorhandene Bewegungsvorgänge leicht unterstützend oder hemmend zu beeinflussen und auch unter günstigen Verhältnissen, wie sie sich etwa zwischen den Wendekreisen darbieten, messbare Oscillationen des Barometerstandes zu bewirken, obwohl die Art und Weise der Bethätigung der atmosphärischen Gezeiten in den Variationen des Luftdruckes noch keineswegs aufgeklärt ist. Die Niederschlagsmengen erscheinen der Mondbewegung gegenüber durchaus indifferent, wogegen die Regenhäufigkeit, die Windrichtung und die Wärme, ebenso wie der Grad der Wolkenbedeckung, von den Stellungen des Mondes — in unbedeutendem Maße — abhängig erscheinen. Dabei darf ebensowohl den an der oberen Grenze der Atmosphäre verschluckten dunklen Wärmestrahlen des Mondlichtes, wie auch

den zweifellos vom Körper des Mondes ausstrahlenden magnetisch-elektrischen Kräften ein gewisser, wenn auch nach Betrag und Art noch ziemlich unbekannter Einfluss zugeschrieben werden."

Ist eine atmosphärische Gezeitenbewegung vorhanden, so unterliegt sie natürlich denselben Gesetzen wie die Ebbe und die Flut des Meeres, d. h. die Anziehungskraft der vorzüglichst wirkenden Gestirne: Sonne und Mond, hängt von der Stellung dieser Gestirne ab. Wir müssen daher Spring- und Nippfluten voraussetzen, die dann durch die Erdnähe und durch die Erdferne, durch die Declination der Gestirne u. s. w. bezüglich ihres Betrages und der Zeit ihres Eintreffens modificiert werden. Man hat deswegen in neuester Zeit wieder statistisches Material gesammelt und Gruppierungen vorgenommen, die erkennen lassen sollen, wie sich diese oder jene Stellung des Mondes zu den Witterungsvorgängen verhält. So hat Paul Hauser 1886 die Ergebnisse umfassender statistischer Zusammenstellungen über die Beziehungen zwischen Temperatur, Luftdruck und Niederschlägen einerseits und Phasen, Erdnähe und Erdferne, Ekliptik und Äquatordurchgängen des Mondes andererseits veröffentlicht. Er kam nun zu dem Resultate, dass aus den directen Vergleichen einzelner Elemente und deren Combination ein Einfluss des Mondes auf das Wetter nicht einmal einigermaßen erkannt werden könne, dass aber doch zu vermuthen sei, es bestehe ein Zusammenhang zwischen den lebhafteren Vorgängen in der Atmosphäre, beziehungsweise dem Eintritte schlechter Witterung und den Äquatordurchgängen des Mondes.

Noch neueren Datums sind Untersuchungen über den Einfluss des Mondes auf den Luftdruck, deren Resultate von C. Seemann 1886 und von G. Meyer 1890 veröffentlicht wurden. Dieselben lassen deutlich erkennen, dass der Luftdruck mit dem Mondumlauf correspondiert, indem der niedrigste Barometerstand bei und nach dem Vollmonde und hoher Stand beim ersten Viertel der Monate September bis Jänner herrscht, während in den übrigen Monaten sich weder von dieser noch von irgend einer anderen monatlichen Regelmäßigkeit ähnlich deutliche Spuren vorfinden. Diese Ergebnisse beziehen sich aber nur auf die Jahre 1876 bis 1889, die früheren Jahrgänge zeigen dieses Verhältnis fast gar nicht. Es ist aber auch nicht aufgeklärt, warum dasselbe nur in den genannten Monaten, nicht aber in dem Rest des Jahres auftritt. Daher kann auch gegenwärtig von einer Verwendung dieses Verhältnisses zur Wetterprognose nicht die Rede sein.

Wenden wir diese Ergebnisse auf die von Rudolf Falb mit großem Eifer vertretene, aber statistisch nicht erwiesene Theorie an von dem mächtigen Einflusse des Mondes in seinen verschiedenen Stellungen auf die Vorgänge im irdischen Luftkreise, so dass gewisse Combinationen von sogenannten Flutfactoren „atmosphärische Hochfluten" zu erzeugen imstande sind, so müssen wir diese Theorie als unberechtigt und übertrieben zurückweisen. Denn wenn auch zugestanden werden mag, dass nach weiteren statistischen Ermittelungen und nach weiterer Verbesserung der meteorologischen Instrumente vielleicht ein Einfluss des Mondes auf das Wetter auch unter anderen Umständen als bei Äquatordurchgängen und auf andere Elemente als den Luftdruck sich werde darthun lassen, so ist dieser Einfluss doch unzweifelhaft ein minimaler.

Zweiter Hauptabschnitt:

Klimatologie.



Elftes Capitel.

Allgemeine Klimatologie.

Erklärung der Begriffe „Klima“ und „Klimatologie“. — Die klimatischen Elemente. — Mathematisches oder solares und physisches oder reales Klima. — Land- und Seeklima. — Tiefen- und Höhenklima. — Eintheilung der Erdoberfläche in Klimazonen und Klimaprovinzen. — Die Temperaturvertheilung auf der Erde.

Indem wir uns im ersten Hauptabschnitte des vorliegenden Buches, welcher der Meteorologie im engeren Sinne gewidmet ist, mit den einzelnen meteorologischen Elementen der Reihe nach eingehend beschäftigt haben, war es vielfach nicht zu vermeiden, gelegentlich auch auf Gegenstände der allgemeinen und speciellen Klimatologie zu sprechen zu kommen. Denn die Lehre von den meteorologischen Elementen, den Factoren, welche den jeweiligen Zustand unserer Atmosphäre bestimmen, ist begreiflicherweise von einer Betrachtung des Auftretens dieser Elemente in den enger begrenzten Gebieten der Erdoberfläche oft nicht zu trennen und auch häufig das Zusammenwirken mehrerer dieser Elemente auf einer solchen bestimmten Localität in der Darstellung nicht zu sondern. Damit wird aber schon das Gebiet der Klimatologie gestreift. Es wird daher im Folgenden wiederholt auf schon Besprochenes verwiesen werden müssen; zugleich werden wir auch bei der Behandlung der Klimatologie, um weitläufige Wiederholungen zu vermeiden, uns kürzer fassen müssen.

Zunächst wird es sich um die Feststellung der Begriffe „Klima“ und „Klimatologie“ handeln. Wenn Oskar Peschel vorschlug, das Wort Klima durch „Wetter“, oder Klimatologie durch „Wetterlehre“ zu ersetzen, so scheint er das Wesen dieser Disciplin nicht richtig erfasst zu haben, da Klima der höhere Begriff ist, welcher aus der Zusammenfassung der aufeinanderfolgenden Witterungszustände in einem begrenzten Gebiete sich ergibt. Alexander v. Humboldt dagegen fasste den Begriff zu eng, da er unter demselben die Gesammtheit aller derjenigen Witterungszustände verstehen wollte, von welchen unser menschlicher Organismus nach irgend einer Seite beeinflusst wird; denn es ist klar, dass es auf der Erde schon vor dem Auftreten des Menschen verschiedene Klimate gab. Julius Hann, welcher als der gründlichste Kenner dieses Theiles der Meteorologie gilt, und dem daher jedes Lehr- oder Handbuch der Klimatologie heute folgen muss, fasst den Begriff anders auf, indem er sagt: „Unter Klima verstehen wir die Gesammtheit der meteorologischen Erscheinungen, welche den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgend einer Stelle der Erdoberfläche charakterisieren. Was wir Witterung nennen, ist nur eine Phase, ein einzelner Act aus der Aufeinanderfolge der Erscheinungen, deren voller, Jahr für Jahr mehr oder minder gleichartiger Ablauf das Klima eines Ortes bildet. Das Klima ist die Gesammtheit der „Witterungen“ eines

längeren oder kürzeren Zeitabschnittes, wie sie durchschnittlich zu dieser Zeit des Jahres einzutreten pflegen; wir verstehen unter einer Darstellung des Klimas die Schilderung des mittleren Zustandes der Atmosphäre." Zu derselben Ansicht bekennt sich auch Heinrich Mohn, welcher vom Begriffe Klima die folgende Erklärung gibt: „Der allgemeine Zustand des Wetters an einem bestimmten Ort oder in einer bestimmten Gegend, oder genauer gesprochen der Inbegriff der durchschnittlichen Größe und Beschaffenheit aller meteorologischen Elemente ist nichts anderes als das, was man das Klima eines Ortes nennt."

Aufgabe der Klimatologie oder Klimalehre wird nach J. Hann es sein, uns vor allem mit den mittleren Zuständen der Atmosphäre über den verschiedenen Theilen der Erdoberfläche bekannt zu machen; doch soll sie, um ein richtiges Bild zu geben und den Bedürfnissen einer praktischen Verwendbarkeit entgegenzukommen, auch darauf Rücksicht nehmen, welche Abweichungen von diesen mittleren Zuständen innerhalb längerer Zeiträume an demselben Orte eintreten können. Die Methode der Klimatologie ist somit die statistische, ja Mohn nennt sie selbst direct eine „Statistik der meteorologischen Elemente, welche durch Zahlen die durchschnittlichen, aus jahrelangen Beobachtungsreihen abgeleiteten Werte der Lufttemperatur, der Feuchtigkeit, des Luftdruckes, der Windrichtung und Windstärke, der Bewölkung und der Niederschlagsmengen zu den verschiedenen Zeiten ausdrückt, und dadurch zugleich die täglichen und jährlichen Veränderungen dieser Elemente nachweist".

Die beiden meteorologischen Disciplinen, die Meteorologie im engeren Sinne und die Klimatologie, haben somit trotz aller engen Beziehungen zu einander eine gerade entgegengesetzte Aufgabe; erstere, ihrem Wesen nach theoretisierend, zergliedert den Complex der atmosphärischen Vorgänge, um die einfacheren Theilphänomene an die Grundlehren der Physik anzuknüpfen; letztere, ihrer Natur nach mehr beschreibend, sucht ein möglichst lebendiges Bild des Zusammenwirkens aller atmosphärischen Erscheinungen über einer Erdstelle zu liefern. Sie muss aber auch natürlich verwandte Klimate systematisch darstellen und in größere Gruppen zusammenfassen, sowie die Wechselwirkung und gegenseitige Bedingtheit der Klimate nachweisen.

Aus diesen Erörterungen geht auch die Beziehung der Klimatologie zur Geographie hervor, umsomehr aber, wenn wir noch hinzufügen, dass die erstere auch diejenigen meteorologischen Erfahrungen ins Auge fasst, welche auf das organische Leben auf der Erde, auf die Pflanzen- und Thierwelt wie auf den Menschen den größten Einfluss nehmen. Sind Alexander v. Humboldt, Kaemtz, Dove, Berghaus als die Begründer der wissenschaftlichen Theorie anzusehen, so verdanken wir ihre specifisch geographische Verwertung Professor Adolf Mühry (1810 bis 1888), welcher in zahlreichen Werken namentlich die geographische Seite der Klimatologie bearbeitete. Heute beruht aber auch in dieser Hinsicht die letztere auf dem umfassenden „Handbuch der Klimatologie" (1883) von Hann, dem neuestens A. Woeikoff ein ausgezeichnetes Werk über „Die Klimate der Erde" (1887) folgen ließ. Es sollen daher diese beiden epochemachenden Werke unsere Führer sein.

Das Klima eines Ortes wird durch die klimatischen Elemente oder die klimatischen Factoren des letzteren bedingt, deren genaue Kenntnis die Formulierung einer zutreffenden Klimacharakteristik möglich macht. Als solche klimatische Elemente bezeichnet Hann die Temperaturverhältnisse, die atmosphärische Feuchtigkeit, die Bewölkung, die Winde, den Luftdruck, die nicht durchaus gleichartige chemische Zusammensetzung der Luft und endlich die phänologischen Anzeichen; dieselben

erscheinen hier zugleich nach ihrem Range, d. h. nach dem Grade ihres Einflusses auf die Klimagestaltung geordnet. Schon aus dieser Reihenfolge ist zu erkennen, dass in der Klimatologie die einzelnen Elemente nicht dieselbe Rolle spielen wie in der speciellen Meteorologie.

Hinsichtlich der Temperaturverhältnisse handelt es sich in der Klimatologie zunächst darum, die wahre Tagestemperatur zu ermitteln. Wir haben bereits im zweiten Capitel dieses Buches die Instrumente kennen gelernt, welche zur Temperaturbeobachtung verwendet werden, ferner wie man zu der Ermittelung der mittleren Tagestemperatur, zu den Monatsmitteln und der mittleren Jahrestemperatur kommt. Ebenso war von der mittleren Jahresschwankung der Temperatur die Rede. Auch von dem täglichen Gange der Wärme und der täglichen Amplitude derselben wurde



Dr. Adolf Mühry.

gehandelt. Letztere erfordert bei der Charakteristik eines Ortes in klimatischer Beziehung besondere Beachtung. „In manchen Fällen können Örtlichkeiten mit stark ausgeprägter Schwankung gleichwohl ein hygieinisch günstiges Klima besitzen, es braucht nur der Nachmittag und der Abend sich durch gleichmäßige und relativ hohe Temperatur auszuzeichnen, denn gegen die Morgenkühle vermag man sich ja leicht zu schützen." Wir haben ferner gehört, dass der Unterschied der mittleren Temperatur desselben Monats in verschiedenen Jahrgängen eine geringere klimatische Bedeutung hat, weil diese Temperaturschwankungen von einander durch ein ganzes Jahr getrennt sind, wogegen die unregelmäßigen oder unperiodischen Temperaturschwankungen in kürzeren Zeitperioden, die in demselben Monat oder gar von Tag zu Tag eintreten, viel unmittelbarer das organische Leben berühren.

Diese letzteren Temperaturschwankungen sind es, welche dem Klima einen Stempel aufdrücken; sie kennzeichnen ein Klima als constant, gleichmäßig oder variabel, veränderlich. Von der Bedeutung der unperiodischen Monats- und Jahresschwankungen der Temperatur war ebenso die Rede, wie von langjährigen periodischen oder säcularen Schwankungen und von den sogenannten Kälteperioden. Hann weist auch auf den Wert der Kenntnis des mittleren Datums für den ersten Frost im Herbste und den letzten Frost im Frühling hin, aus welchen Daten sofort auch die Zahl der frostfreien Tage im Jahre sich ergibt. Damit hängt die Frage nach dem Zugefrieren und Wiederaufthauen der Gewässer zusammen, mit der sich in jüngster Zeit Hildebrandsson und Rykatschew befasst haben, ohne den Gegenstand aber zu erschöpfen. Nicht außeracht gelassen werden soll der Unterschied der mittleren Temperaturen und der täglichen Temperaturschwankung in Städten und auf dem Lande in nächster Nachbarschaft; denn innerhalb großer Städte fällt das Jahresmittel der Luftwärme höher aus, die tägliche Wärmeschwankung wird dagegen kleiner, namentlich im Sommer. Während für meteorologische Untersuchungen nur die Luftwärme von Wichtigkeit ist und die strahlende Wärme nur insoferne in Betracht kommt, als sie die Luftwärme modificiert, ist in klimatischer Beziehung die strahlende Wärme an sich, ganz abgesehen vom Grade der Luftwärme, ein äußerst wichtiges Element. Für das organische Leben auf der Erde ist die directe Sonnenstrahlung mindestens ebenso wichtig als die Luftwärme, und in hygieinischer Hinsicht kann sie, bei ruhiger Luft, die eigentliche Luftwärme fast völlig gleichgiltig machen, was verschiedene „klimatische Curorte" in besonders gegen Winde geschützten Alpenhochthälern darthun, welche trotz strenger Winterkälte mit südlichen Winterzufluchtsstätten erfolgreich wetteifern. Auch die bloße Wärmereflexion oder die Wärmestrahlung irdischer Gegenstände, wie sie z. B. von Seenspiegeln oder in Gebirgsthälern von Bergwänden veranlasst wird, übt örtlich einen nicht unbedeutenden Einfluss sowohl auf die Vegetation, wie das Reifen der Früchte, als auch auf kränkliche und schwächliche Personen. Schließlich verdient auch die Bodentemperatur eine gewisse Beachtung. Da aber die Sonnenwärme nicht sehr tief in den Erdboden eindringt, so genügen für den klimatographischen Zweck Beobachtungen in den obersten Schichten bis zu 1 bis 2 *m* Tiefe und an der Oberfläche selbst.

Das Maß der atmosphärischen Feuchtigkeit ist nächst der Temperatur das wichtigste klimatische Element. Es handelt sich hier sowohl um das in Gasform als auch in condensierter Form in der Luft enthaltene Wasser. Indem die Klimatologie vorerst die Monatsmittel des absoluten und relativen Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre (vgl. S. 96 ff.) für die Lösung ihrer Aufgabe heranzieht, zeigt es sich, dass die relative Feuchtigkeit klimatologisch viel wichtiger ist, als die absolute Feuchtigkeit. Dass die erstere einen großen Einfluss auf die Vegetation, auf Thiere und Menschen ausübt, haben wir schon gehört (s. S. 104), denn es wird durch sie, selbstverständlich zugleich mit der Temperatur, die Evaporationskraft des Klimas, d. i. die Stärke der Verdunstung, mit welcher das Wasserbedürfnis der Organismen sich erhöht oder erniedrigt, bedingt (s. ebend.). Die Menge des in der Atmosphäre enthaltenen Wassers und dessen Condensationsgrad bestimmen Intensität, Häufigkeit und Art der atmosphärischen Niederschläge. Hierbei ist es der Klimatologie um die mittleren Monats- und Jahresmengen der Niederschläge, die Zahl der Tage mit Niederschlägen überhaupt, der Tage mit Schneefall, mit Hagelfall speciell zu thun. Von besonderer Bedeutung ist die Regenwahrscheinlichkeit (s. S. 270) für die Vegetation, ferner auch die Dauer und Dicke der Schneedecke.

Die Bewölkung, deren Grad ebenfalls sehr wichtig ist, wird besser als durch die einfache Abschätzung mit Hilfe eines Sonnenscheinregistrators (s. S. 253) ermittelt, der direct die Dauer des Sonnenscheines registriert. Der Nebel kommt sowohl deswegen in Betracht, weil er die Insolation ausschließt, als auch aus dem Grunde, weil er eine Quelle atmosphärischer Feuchtigkeit bildet, die man in Bezug auf ihre Menge wohl in den seltensten Fällen messen kann, die aber dennoch für die Vegetation von Bedeutung ist. In manchen Klimaten ersetzt während der trockenen Jahreszeit der Thau den Regen.

Die gleiche hohe Bedeutung, welche den Winden für die Meteorologie zukommt, besitzen sie für die Klimakunde wohl nicht, sind aber dennoch ein wichtiger klimatischer Factor. Sie erhöhen das Evaporationsvermögen des Klimas und wirken auf das objective Wärmegefühl, auf die physiologische Temperatur, welche nicht durch das Thermometer angegeben wird. Es wurde schon erwähnt, dass sehr niedrige Lufttemperaturen bei Windstille leicht ertragen werden, während höhere Temperaturen bei Wind den Eindruck intensiver Kälte machen. Dagegen wird selbst sehr hohe Temperatur bei Wind viel erträglicher; freilich auf die Vegetation üben trockene Winde einen sehr ungünstigen Einfluss. Jedenfalls haben die Winde eine hohe hygieinische Bedeutung. Ein Klima mit stärkerer Luftbewegung wirkt auf den menschlichen Organismus anregend ein und begünstigt die Thätigkeit, während Klimate mit todter Luft abspannen und selbst ganz lethargisch machen. Nicht zu unterschätzen ist die stete Erneuerung der Luft durch den Wind an Orten, wo sich eine zahlreiche Bevölkerung dicht zusammendrängt. Es ist Aufgabe des Klimatologen, die Windstärke, die Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen, die Anzahl der Tage, an denen der Wind geweht hat, zu ermitteln. Locale Winde (Land- und Seewinde, Berg- und Thalwinde, Föhn, Sirocco, Bora) nehmen auf den Charakter eines Klimas oft einen bestimmenden Einfluss; nirgends aber ist dies in höherem Grade der Fall, als in der Tropenzone und dem inneren Polargebiete, wo die Winde geradezu das Klima beherrschen.

Untergeordnet ist die Rolle, welche der Luftdruck und dessen Schwankungen als klimatischer Factor spielen.

Hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung der Luft haben wir gehört, dass dieselbe an allen Orten der Erde und in allen uns erreichbaren Höhen sich mit großer Beständigkeit nahezu gleich bleibt (vgl. S. 27); nur die Beimengungen sind örtlich und zeitlich verschieden, und es wird daher die Klimatologie nur auf solche eine größere Aufmerksamkeit zu richten haben. Ueber die hygieinische Bedeutung des Ozons (vgl. S. 30) ist man noch nicht im klaren. Die Luftelektricität als solche scheint, soviel die Beobachtungen bis heute darthun, gar keine klimatische Bedeutung zu haben.

Schließlich muss auch noch der Beziehungen zwischen der Botanik und der Klimakunde gedacht werden, mit denen sich die sogenannte Phänologie der Gewächse beschäftigt; die Entwickelung derselben hat neuestens Ihne übersichtlich dargelegt. Man kann diesen Wissenszweig in doppelter Absicht bearbeiten; entweder, um aus demselben für den Anbau der Gewächse Nutzen zu ziehen, oder umgekehrt, um die phänologischen Vorgänge für die Klimatologie gewinnbringend zu machen. Für jedes Land wurden charakteristische Erscheinungen des Pflanzenlebens, welche einen deutlichen Markstein in seiner Physiognomie bedingen, herausgegriffen zur Beobachtung und deren Eintritt als „phänologische Erscheinungen", notiert. Als solche wählt man die aus dem Schnee hervorlugenden Blüten in Grönland, die Belaubung der Wälder in Deutschland, die ersten Blütenbildungen an den nach der trockenen Jahreszeit vorschnell damit beginnenden Bäumen in Dekkan u. s. w.

Da man die Beziehungen der Vegetation zur Temperatur im allgemeinen seit lange kennt, lag es nahe, einen parallelen Gang beider für möglich zu halten. Doch muss hervorgehoben werden, dass Luft, Wärme und Feuchtigkeit zusammen das Pflanzenleben in seiner Vegetationsperiode bestimmen. Nicht die Temperaturerhöhung im Frühjahr allein bringt unsere Bäume zum Austreiben, sondern, wie sich Oskar Drude ausdrückt, eine „inhärente Rhythmik" der Bäume, welche sich mit dem durchschnittlichen Klima in Ausgleich gesetzt hat. So belauben sich die Birken am Nordcap bei niedrigeren Temperaturen, als die der Dresdener Heide und haben zu allen weiteren Entwickelungsstadien weniger Zeit und weniger Wärme nöthig; die nach Madeira eingeführten Buchen entblättern sich bei Temperaturen, welche unsere Buchen noch in vollem Laubschmuck treffen. Für jeden Ort hat also die Pflanze eigentlich ein etwas anderes Temperaturmaß. Ein Übelstand, unter dem die Phänologie leidet, liegt darin, dass sie auf die meteorologischen Tabellen hingewiesen ist; und doch erstrecken sich die phänologischen Beobachtungen auf Pflanzen, die an verschiedenen Orten zerstreut sind, während die meteorologischen Ermittelungen meist nur an einer Stelle gemacht sind und meist nur für Schatten gelten. Die Variationen zwischen Mittags-Sonnentemperatur und Nachtkühle gelangen in keinem Berechnungsmittel zum Ausdruck. Nicht eine einzelne Temperatur bewirkt für sich den Eintritt eines Gewächses in eine bestimmte Phase, sondern die Phase ist angewiesen gewesen zugleich auf die Temperaturen der ihrem Eintritt vorhergehenden Tage. Dass aber immer die erwähnte innere Rhythmik eine hervorragende Rolle spiele, hat man durch Versuche unmittelbar nachgewiesen und gefunden, dass jede Pflanze einer gewissen Ruheperiode bedürfe, welche zu Ende sein muss, wenn die höhere Temperatur von Wirkung auf den Eintritt in die Vegetationsperiode sein soll. Die Dauer der Ruheperiode wird jedoch durch die Acclimatisation der Pflanzen allmählich modificiert. Aus dem Gesagten geht hervor, dass man in der That pflanzenphänologische Beobachtungsresultate für klimatologische Zwecke verwenden kann. Nach Hanns Ansicht sind solche phänologische Beobachtungen namentlich in Gebirgsgegenden, wo große Verschiedenheiten auf kleinem Raume zusammengedrängt sind und die verschiedene Exposition der Berghänge gegen Sonne und warme Winde eine so große Rolle spielt, ganz gut zu verwerten, wenn regelmäßige meteorologische Aufzeichnungen nicht zu erwarten sind. Etwas weiter noch geht O. Drude, indem er sagt: „Mit zunehmender geographischer Breite und Seehöhe tritt stets eine Verspätung der Entwickelungsphasen bei derselben Pflanze ein und diese kann, in Tagen ausgedrückt, den klimatischen Unterschied zweier der Vergleichung unterworfenen Orte verständlicher bezeichnen, als deren Mitteltemperatur."

Nachdem wir uns im Vorangehenden mit den klimatischen Elementen, also den Factoren, welche das Klima bestimmen, bekannt gemacht haben und nunmehr wissen, worauf es in erster Linie bei der Klimabeschreibung einer gewissen Erdstelle ankommt, wollen wir zunächst gewisse allgemeine Gesichtspunkte aufstellen, nach welchen sich die Klimate auf der Erdoberfläche gruppieren lassen.

Die wichtigsten klimatischen Unterschiede werden durch die Temperatur bestimmt. Als die maßgebende Quelle der Wärme für die Lufthülle unserer Erde ist uns die Sonne bekannt. Die Wärmevertheilung an jedem Orte erscheint vor allem von der ihm zukommenden Quantität der Sonnenwärme und dem Betrage der Wärmeausstrahlung daselbst abhängig. Da unser Planet nahezu von kugeliger Gestalt ist, wird eine Verschiedenheit der Insolation von dem Winkel, unter dem die Sonnenstrahlen einfallen, oder von der geographischen Breite abhängig sein. Wäre die Erde

eine regelmäßige Kugel, ihre Oberfläche nur vom Festland eingenommen und hätte sie keine Atmosphäre, so würde die Wärme auf jedem Parallel durch die geographische Breite allein bedingt werden und der Gang der Temperatur während des Jahres müsste ein ungemein regelmäßiger sein. Fasst man bloß die durch die geographische Breite hervorgerufenen Verschiedenheiten ins Auge, so handelt man vom mathematischen oder solaren Klima, dessen Betrachtung freilich vorwiegend nur einen theoretischen Wert besitzt. Heute weiß man, dass außer der Breite auch andere Factoren die Vertheilung der Temperatur wesentlich beeinflussen. In den Zeiten der griechischen und mittelalterlichen Geographen, da dies noch nicht erkannt war, unterschied man, einzig auf den Gang der Sonne und die hiervon abhängige Temperatur Rücksicht nehmend, die bekannten drei Klimazonen auf jeder Halbkugel, die heiße, die gemäßigte, die kalte, welche durch Wende- und Polarkreise voneinander getrennt werden. Unter den obigen Voraussetzungen kann man die Tages- und Jahressumme der Sonnenstrahlung, welche einem Orte zukommen würde, wenn es keine Atmosphäre gäbe, direct berechnen (vgl. S. 49 und 50). Einen Unterschied auf den beiden Erdhälften in Bezug auf das Jahresquantum der Sonnenwärme sollte, wie es scheint, die excentrische Stellung der Sonne innerhalb der Erdbahn hervorrufen, weil infolge dessen das astronomische Sommerhalbjahr der nördlichen Halbkugel um beiläufig sieben Tage länger dauert als das der südlichen Halbkugel, ferner weil die beständige Nacht in der arktischen Zone kürzer währt, als in der antarktischen Zone (siehe S. 43). Da aber die Erdachse während eines Umlaufes um die Sonne stets dieselbe Stellung im Weltenraume beibehält, und die Erde zur Zeit des nördlichen Sommerhalbjahres dem Aphel näher, zur Zeit des südlichen Sommerhalbjahres dem Perihel sich näher befindet, gleicht sich der Unterschied im empfangenen Wärmequantum wieder aus. Wie die kleine Tabelle auf S. 49 zeigt, sind im solaren Klima die Gegensätze der Bestrahlung zwischen Winter und Sommer auf der südlichen Erdhälfte größer als auf der nördlichen (beiläufig um 8 bis 9 Procent) und dazu kommt noch die längere Dauer der Ausstrahlung im südlichen Winter. Es weist daher das solare Klima der südlichen Halbkugel größere Gegensätze auf als das der nördlichen Hemisphäre.

Sehr wichtig ist der Einfluss der Atmosphäre auf den Betrag und die Beschaffenheit der Sonnenstrahlung. Die Luft absorbiert einen ansehnlichen Theil der Sonnenstrahlen, welche durch sie hindurchgehen, und umso mehr, je länger der Weg ist, den jene durch die Luft nehmen, also je niedriger die Sonne steht. Dabei ist der Zustand der Luft nicht gleichgiltig, da feuchte Luft weniger diatherman ist als trockene. Wolken und Nebel beeinflussen die Sonnenstrahlung wesentlich. Ein Theil der letzteren, welche der Erdoberfläche durch die Atmosphäre entzogen wird, wird ihr aber wieder ersetzt durch die Strahlung der Atmosphäre selbst, indem die in der Luft suspendierten winzigen Wassertheilchen, besonders in Wolken, dann Staub u. s. w., die Sonnenstrahlen reflectieren und zerstreuen, so dass die Atmosphäre dadurch zu einer bedeutsamen Licht- und Wärmequelle wird (vgl. S. 50 und 51).

Das mathematische oder solare Klima wird durch die Ungleichförmigkeit der Erdoberfläche in weitgehendem Maße modificiert; so entsteht das physische oder reale Klima. Die ungleichmäßige Vertheilung von Wasser und Land und die dadurch in bestimmte Bahnen gedrängten Luft- und Meeresströmungen, sowie die verschiedene Erhebung des Festlandes über die Meeresfläche wirken störend auf die Regelmäßigkeit der Vertheilung der klimatischen Gebiete und deren einfache Abgrenzung nach Breitekreisen, wie sie im rein solaren Klima stattfinden würde.

Sie bewirken zwei fundamentale klimatische Gegensätze: den Unterschied zwischen Land- und Seeklima, und den Unterschied zwischen Tiefen- und Höhenklima.

Aus dem verschiedenen Verhalten von Land und Wasser gegenüber der Insolation und Wärmeausstrahlung, den beiden Hauptfactoren, von denen die Luftwärme eines Ortes abhängt, ergibt sich der Gegensatz zwischen dem Continental- oder Binnenklima einerseits und dem oceanischen, Küsten-, Insel- oder Seeklima andererseits. Da das Wasser eine viel größere Wärmecapacität besitzt als der Erdboden, also unter gleichen Umständen eine viel größere Wärmemenge braucht als dieser, um eine bestimmte Wärmeerhöhung zu erreichen, so ist die Temperaturerhöhung des Landes, wenn gleichgroße Flächen von Festland und Meer gleichen Wärmewirkungen ausgesetzt werden, im allgemeinen nahezu zweimal so groß als die des Meeres. Dagegen vollzieht sich die Abkühlung des Erdbodens, sobald die Einwirkung der Wärme aufhört, viel rascher als die des Wassers. Dazu kommt noch, dass auch die Atmosphäre verschieden ist, je nachdem sie über großen Landflächen, oder über ausgedehnten Wasserflächen sich befindet; im ersteren Falle ist sie trocken und hell, im letzteren stets feucht und trüb. Dadurch wird der Temperaturgegensatz zwischen warmer und kalter Jahreszeit über dem Continente größer, über dem Weltmeere geringer, als er es nach dem solaren Klima sein würde. Das Continentalklima ist durch warmen Sommer und kalten Winter, das Seeklima durch kühlen Sommer und milden Winter charakterisiert. Je continentaler ein Klima, um so größer wird die jährliche Wärmeschwankung, und zwar gilt dies ausnahmlos für alle Breiten. Dagegen ist über dem Meere und auf nicht oceanischen Inseln die jährliche Wärmeamplitude äußerst gering. Belege hiefür bieten die Angaben auf S. 59 und 60.

Den verschiedenen Einfluss von Land und Wasser auf die Wärme zeigen deutlich die mittleren Temperaturen der einzelnen Parallelkreise. Bekanntlich hat diese Normaltemperaturen für jeden Parallelkreis zuerst Dove, nach ihm Spitaler berechnet. Betrachten wir die von dem letzteren ermittelten und auf S. 77 mitgetheilten Werte, so erkennen wir diesen Einfluss an einem herausgegriffenen Beispiele sofort. Der 40. Parallel auf der nördlichen Halbkugel geht durch den Nordatlantischen Ocean, Nordamerika, den Nordpacifischen Ocean, durch Asien und Europa derart, dass beiläufig 150° auf das Meer und 210° auf das Festland entfallen, oder nahezu zwei Fünftel oceanisch und drei Fünftel continental sind. Vom 40. Parallel auf der südlichen Hemisphäre entfallen aber bloß 12° ($^1/_{30}$) auf das Festland von Südamerika, dagegen 348° ($^{29}/_{30}$) auf den Atlantischen, Großen und Indischen Ocean. Suchen wir die diesen beiden Parallelkreisen entsprechenden Temperaturwerte heraus, so ergibt sich:

	Kältester Monat	Wärmster Monat	Differenz	Jahresmittel
40° nördl. Br.	—2·3° C.	20·8° C.	23·1° C.	9·6° C.
40° südl. Br.	6·7° C.	12·5° C.	5·8° C.	8·9° C.

Wir erkennen aus diesen Zahlen sehr deutlich den verschiedenen Einfluss von Wasser und Land auf die Mitteltemperaturen des kältesten und des wärmsten Monats.

Auch auf die täglichen Temperaturschwankungen wirken Land und Wasser in gleicher Weise ein. Je tiefer man von den oceanischen Küsten in das Binnenland eindringt, desto mehr erhöht sich der Betrag der täglichen Temperaturschwankung. Das Maximum der letzteren beträgt in dem an der atlantischen Küste gelegenen Lissabon nur 6·6°, in dem binnenländischen Madrid dagegen 14·5° C. Daher stellt Hann den im allgemeinen giltigen Satz auf, dass die Temperatur-

verhältnisse des Küsten- und Inselklimas den Charakter der größeren Beständigkeit, der geringeren Schwankungen um den Mittelwert haben gegenüber dem Continentalklima.

In kleinerem Maße werden auch große Landseen eine ähnliche Klimawirkung äußern wie das Meer. Dies hat Winchell bezüglich der canadischen Seen dargethan, welche in ihrer Umgebung sehr mäßigend auf das zu jähen Temperatursprüngen geneigte Klima Nordamerikas einwirken. Woeikoff hat die Temperaturwirkungen der großen Seen in der Subpolarregion (wie z. B. des Ladoga- und Onegasees) untersucht und gezeigt, dass die Bildung ihrer Eisdecke eine Menge Wärme frei werden läßt, welche die Temperatur in ihrer Umgebung merkbar erhöht, während die Eisschmelze die Temperatur im Frühling und bis in die Mitte des Sommers erniedrigt.

Besonders klar machen den thermalen Gegensatz zwischen dem Land- und Seeklima die Isothermen. Schon die Jahresisothermen (vgl. Tafel I) spiegeln den mildernden Einfluss der Meere deutlich ab; indem sie über den großen Continenten eng zusammengedrängt, auf dem Ocean hingegen viel weiter auseinander gerückt sind, zeigen sie, wie die Temperatur gegen den Pol hin viel rascher auf dem Festlande als über dem Meere abnimmt. Noch deutlicher zeigen diesen Gegensatz die Jänner- und Juliisothermen (vgl. Tafel II und III), von denen schon früher (vgl. S. 73 f.) eingehend gehandelt wurde. Mit wenigen Worten kennzeichnet S. Günther die Abhängigkeit der Wärmevertheilung auf der Erde von dem verschiedenen Wärmeaufnahmevermögen des Nassen und Trockenen folgendermaßen: Jede vom Meere her an ein ausgedehnteres Festland herantretende Isotherme wird beim Eintritte von ihrer bisher eingehaltenen Richtung mehr oder weniger energisch abgelenkt, und zwar in der Richtung gegen den Pol oder in derjenigen gegen den Äquator, je nachdem die kalte oder warme Jahreszeit herrscht. Beim Übergange vom Lande zum Meere ist die Erscheinung gerade die umgekehrte.

Auf den Verlauf der Jahresisothermen, welche mehr oder weniger von den Parallelkreisen abweichen, stützt sich A. Supan's Eintheilung der Erdoberfläche in Temperaturzonen an Stelle der alten Zoneneintheilung, welcher man gegenwärtig den Namen von „Beleuchtungszonen" beilegt. Die drei Hauptzonen, welche schon auf S. 75 angeführt wurden, sind: 1. Die warme Zone zwischen den Jahresisothermen von 20° C.; 2. die gemäßigte Zone zwischen den Jahresisothermen von 20° und 0° C.; 3. die kalte Zone jenseits der Jahresisothermen von 0°. Indem Supan auch die Differenz der extremen Monatstemperaturen oder die jährliche Wärmeschwankung zu einer Klimaeintheilung verwendet, gelangt er zu einer schärferen Charakteristik der klimatischen Gegensätze, als sie sich durch eine weitläufige Beschreibung geben läßt. Ein Klima mit einer mittleren Jahresschwankung bis höchstens 15° C. bezeichnet er als Äquatorial-, beziehungsweise Seeklima, ein solches mit mittlerer jährlicher Wärmeschwankung von 15° bis 20° als Übergangsklima, von 20° bis 40° als Landklima und über 40° als excessives Landklima (vgl. S. 76 f.).

Außer den Temperaturverhältnissen werden auch noch andere klimatische Factoren, so namentlich die Luftfeuchtigkeit, die Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse, durch die verschiedene Einwirkung von Wasser und Land beeinflusst. Absolute und relative Feuchtigkeit nehmen im allgemeinen von den Küsten gegen das Innere des Landes ab und sind am geringsten in den Steppen und Wüsten. Darum ist die Verdunstung in den letzteren Gegenden außerordentlich groß, überhaupt aber nimmt die Verdunstung von der Küste gegen das Binnenland hin zu. Auch die Bewölkung erscheint im allgemeinen von den Gegensätzen des Land- und

Seeklimas abhängig; sie ist auf den Continenten unter sonst gleichen Verhältnissen geringer als über dem Meere, auf den Küsten wird sie namentlich durch die herrschenden Winde beeinflusst. Sehr deutlich spiegeln diesen Einfluss die Isonephen (Linien gleicher mittlerer Bewölkung) ab, wie die Isonephenkarte von Europa (S. 255) zeigt. Dass auch die Regenmengen mit der Entfernung von den Küsten unter Umständen abnehmen, wurde schon erwähnt (vgl. S. 262). Selbstverständlich behaupten die Winde in klimatischer Hinsicht ebenfalls einen bedeutenden Rang. Dies haben wir bei Betrachtung der Passate und Monsune (siehe S. 157 f.), sowie der Land- und Seewinde erkannt (siehe S. 158 ff.). Der wichtige klimatische Einfluss der Meeresströmungen auf die Temperaturverhältnisse und auf die Vertheilung der Niederschläge fand auf S. 179 bis 181 eine eingehende Erörterung. Es ist keineswegs gleichgiltig, ob eine Küste von einem warmen oder kalten Meeresstrome berührt wird. S. Günther fasst den Einfluss der Meeresströmungen auf das Klima in folgenden allgemein giltigen Satz zusammen: Die Eigenart des Seeklimas wird in der Umgebung und insbesondere in der Achsenrichtung einer warmen Meeresströmung noch verstärkt, während eine kalte Strömung das Klima der Küste demjenigen des Binnenlandes anzunähern bestrebt ist.

Die Erhebung des Festlandes über dem Meeresspiegel bewirkt den ebenfalls scharf hervortretenden Gegensatz zwischen dem Tiefen- und Höhenklima. Weder die Abnahme des Luftdruckes überhaupt mit wachsender Seehöhe, noch der verschiedene Gang der täglichen Schwankungen des Luftdruckes im Tieflande und im Gebirge (siehe S. 124) ist von besonderer klimatischer Bedeutung; doch ist die Einwirkung auf die organische Lebewelt, speciell auf den Menschen zu beachten, bei welchem ansehnlich verminderter Luftdruck nicht nur einen zumeist vorübergehenden Einfluss auf das Wohlbefinden — man gedenke der „Bergkrankheit" — sondern selbst auf Temperament und Habitus nimmt (siehe S. 133 ff.). Mehrere Ursachen wirken zusammen, die Intensität der Sonnenstrahlung mit zunehmender Höhe zu verstärken. Je länger der Weg ist, den die Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre nehmen, desto mehr Wärme verschluckt die letztere und desto weniger Wärme kommt dem Boden zu; je höher also ein Ort liegt, desto weniger Sonnenstrahlen werden von den über ihm befindlichen Luftschichten aufgehalten. Aber die Intensität der Sonnenstrahlen nimmt mit der wachsenden Seehöhe auch wegen der stets geringeren Dichte der Luft zu. Endlich wirkt im gleichen Sinne auch der mit der Höhe stetig abnehmende Wasserdampfgehalt der Luft. Dagegen erscheint die ausstrahlende Kraft des Erdbodens in der dünneren Luft vermindert; es wird somit in größerer Seehöhe ein größerer Procentsatz der eingedrungenen Sonnenstrahlen zur Erhöhung der Bodenwärme verwendet, als in der Ebene. Die Unterschiede zwischen den Bodentemperaturen eines Ortes im Gebirge und eines zweiten in der Ebene sind daher nie so groß, als die Differenzen zwischen den gleichzeitigen Lufttemperaturen. Beobachtungen von Ch. Martins haben z. B. ergeben, dass auf dem Faulhorn (2680 *m*) in den Berner Alpen die Lufttemperatur 8·2° C., die Bodentemperatur 16·2° betrug, während sich in Brüssel (50 *m*) erstere auf 21·4°, letztere auf 20·1° belief; die Differenz beider Bodentemperaturen stellt sich somit nur auf 3·9°, die der beiden Lufttemperaturen aber auf 13·2°.

Im Gegensatze zu dieser Zunahme der Insolation mit der Höhe steht die Abnahme der Luftwärme; denn nur zum geringeren Theil wird bekanntlich die Luft von den directen Sonnenstrahlen erwärmt, zum weitaus größeren Theil von den dunklen Strahlen, welche der Erdboden zurücksendet. Für je 100 *m* Höhenzunahme hat man in der Tropenzone eine Wärmeabnahme von 0·58° C., in den außertropischen Gebirgen von 0·57° C. gefunden. Dem gegenüber sehr auffällig

muſs die Thatſache erſcheinen, daſs in mittleren und höheren Breiten abgeſchloſſene Thalbecken im Winter kälter ſind als die Abhänge und Kuppen, daſs alſo im Widerſpruche mit dem allgemeinen Geſetze der Wärmeabnahme nach oben die Lufttemperatur bis zu einer gewiſſen Höhe zunimmt. Es erklärt ſich dies aus der nächtlichen Wärmeausſtrahlung und der Schichtung der verſchieden temperierten Luftmaſſen nach ihrem ſpecifiſchen Gewicht, ſo daſs die kälteſten zu unterſt lagern, ſo lange die Ruhe der Luft dieſe Schichtung begünſtigt. Hierzu tritt mancherorts, wie z. B. im Thalbecken von Kärnten, noch eine eigenthümliche Luftcirculation. Während die im Thalgrunde erkaltete und verdichtete Luft nicht abfließen kann und daher über dem Boden des Thales ſtagniert, ſinkt die über den Gipfeln erkaltete Luft längs der Berghänge gegen den Thalgrund hinab, wird dabei einem größeren Drucke ausgeſetzt und muſs ſich erwärmen, dann breitet ſie ſich über den im Thale ſtagnierenden kalten Luftſchichten aus. Beſonders ſcharf tritt dieſer Gegenſatz zwiſchen der Temperatur der Höhen und des Flachlandes hervor, wenn im Winter über ausgedehntem Gebiete ungewöhnlich große Kälte und ruhige Luft herrſcht. Stets ſpielen aber dabei locale Verhältniſſe in den verſchiedenen Gebirgen eine maßgebende Rolle.

Vergleicht man die tägliche Wärmeſchwankung in der Ebene mit der im Gebirge, ſo findet man, daſs auf Gebirgsgipfeln das Maximum der Temperatur viel früher erreicht wird als im Tieflande, daſs die mittlere Amplitude durch den Unterſchied der Jahreszeiten verhältnismäßig nur wenig beeinfluſst wird, daſs endlich die Tagesſchwankung ſelbſt vielfach eine geringere iſt. Eingehend hat Woeikoff den Einfluſs der topographiſchen Lage auf die tägliche Amplitude und Temperaturperiode unterſucht (vgl. S. 57). Auch die jährliche Wärmebewegung hält ſich in um ſo engeren Grenzen, je höher man ſich im Gebirge erhebt. Alle hier berührten Punkte fanden auf S. 67 bis 71 bereits eine ausführlichere Beſprechung.

Von ungemeiner Bedeutung ſind die Gebirge in Bezug auf die Hydrometeore, indem ſie auf die Condenſation des atmoſphäriſchen Waſſerdampfes und dadurch auch auf die Häufigkeit und Menge des Regenfalles den größten Einfluſs nehmen. Nicht nur werden die allgemeinen Luftſtrömungen gezwungen, an den Abhängen eines Gebirgszuges empor zu ſteigen, ſondern das Gebirge ſelbſt veranlaſst auch locale aufſteigende Luftbewegungen. Damit iſt aber eine raſche Abkühlung der Luft und eine Condenſation des Waſſerdampfgehaltes derſelben verbunden. Dieſer Einfluſs der Gebirge auf die Niederſchläge zeigt ſich in allen Klimaten in ſolchem Maße, daſs ſie überall klimatiſche Inſeln mit häufigerem und verſtärktem Regenfall darſtellen. Doch iſt bekanntlich ein Unterſchied zu machen zwiſchen der dem vorherrſchenden regenbringenden Winde zugekehrten Luvſeite des Gebirges und der von ihm abgewandten Leeſeite; während erſtere reichliche Niederſchläge aufweist, kann letztere an größter Regenarmut leiden. Selbſt ſchon mit der Annäherung an die Gebirge nimmt der Niederſchlag zu. Mit zunehmender Höhe im Gebirge wächst auch die Regenmenge; doch nur bis zu einer gewiſſen Seehöhe, von welcher an die Regenmenge wieder abnimmt, weil der aufſteigende Luftſtrom immer mehr an Wärme und Feuchtigkeit verliert (vgl. S. 259 f.). Nicht vergeſſen werden darf, daſs die Gebirge auch in gemäßigten Breiten und ſelbſt in der Tropenzone die Exiſtenz einer Region des ewigen Schnees und ihrer wichtigſten Folgeerſcheinung, der Gletſcher, bedingen.

Was den Einfluſs der Gebirge auf die Winde betrifft, ſo iſt vor allem daran zu erinnern, daſs ſie mit ihren mannigfaltigen Reliefformen die freie Entwickelung der Luftſtrömungen vielfach hemmen, weshalb im allgemeinen die Winde

im Gebirge langsamer, ungleichmäßiger und unregelmäßiger wehen als in der Ebene. Dies gilt selbstverständlich von den Luftströmungen, welche über die Gipfel der Gebirge hinweggehen, nicht; im höchsten Maße dagegen in den unteren Thälern, deren Richtung der Wind häufig folgt (vgl. S. 143). Ja die Gebirgsthäler werden direct die Stätte eigener Gebirgswinde, der sogenannten Berg- und Thalwinde, welche, wenn nicht heftigere allgemeine Luftströmungen herrschen, bei Tag thalaufwärts, bei Nacht thalabwärts streichen. Die Erklärung dieser Winde ist auf S. 160 f. gegeben. Auch die warmen und kalten Fallwinde der Gebirge (Föhn, Terral, Bora, Norther, Mistral) sind hier anzuschließen (vgl. S. 196 ff.). Anderer Art sind die den weiten Ebenen eigenthümlichen Winde, die heißen Wüstenwinde, welche ihre Entstehung der hohen Temperatur und großen Trockenheit der Wüste verdanken (s. S. 204 ff.), und die furchtbaren Schneestürme (Buran, Purga) nordischer Steppen, welche wegen ihrer weiten ebenen Ausdehnung und wegen ihres Mangels an hochragenden Bäumen entstandenen Stürmen die geringsten Hindernisse in den Weg stellen, weshalb sich diese zu so ungeheurer Gewalt steigern können (vgl. S. 208 f.). Die Gebirge haben auch in dem Sinne eine klimatische Bedeutung, als sie den an der Leeseite einer geschlossenen Gebirgsmauer im Windschatten gelegenen Abhängen Schutz vor Winden gewähren, worauf sich die günstige Lage vieler klimatischer Curorte gründet.

Unseren Erörterungen über die Unterschiede des Höhen- und Tiefenklimas lassen wir noch weniges über den Einfluss ausgedehnter Schneeflächen und der Vegetation auf das Klima folgen. Von der Einwirkung der winterlichen Schneedecke auf die Temperatur und Luftfeuchtigkeit war schon früher (S. 274 f.) die Rede. In hohen Breiten stimmt sie die Temperatur so tief herab, dass es dort im Sommer kälter wird, als es durch das solare und selbst als es durch das continentale Klima an sich geboten wäre. Besonders deutlich macht sich der verschlechternde Einfluss schmelzender Schnee- und Eismassen auf der südlichen Erdhälfte fühlbar. Die klimatische Bedeutung der Vegetation, welche Woeikoff eingehender erörtert, äußert sich namentlich in dem Einflusse auf die Wärme und die Feuchtigkeit der Luft. Die Beschattung des Bodens, die Vergrößerung der wärmeausstrahlenden Oberfläche, die Verdunstung der Pflanzen, endlich das mechanische Hindernis der Luftbewegung, das sind die Hauptbedingungen, von denen dieser Einfluss abhängt. Die Art und Weise und die Stärke dieser Einflüsse sind außerordentlich mannigfaltig, je nach der Eigenart der Pflanzen, der Dichtigkeit der Belaubung, nach ihren Vegetationsperioden u. s. w. Am bemerkenswertesten ist der Einfluss des Waldes auf das Meer. Vor allem mildern die Wälder die Gegensätze der Temperatur; in ihnen ist im allgemeinen die höchste Temperatur niedriger, die geringste höher als außerhalb des Waldes. Außerdem erniedrigen sie überhaupt die Temperatur des Sommers, während sie im Winter umgekehrt wirken. Die Luftfeuchtigkeit wird durch die Wälder im Sommer vergrößert, im Winter ist dieser Einfluss am geringsten. Viel größer noch ist die Einwirkung auf die Verdunstung. Dieselbe kann unmöglich allein von der niedrigeren Temperatur und größeren relativen Feuchtigkeit im Walde abhängen, vielmehr ist in dieser Hinsicht besonders wirksam die Abschwächung der Winde. Der Einfluss des Waldes auf Menge und Häufigkeit der Niederschläge ist schon auf S. 260 f. besprochen worden. S. Günther fasst den klimatischen Einfluss des Waldes in folgenden Satz zusammen: Waldungen beeinflussen stets das Klima im Sinne einer Annäherung an den maritimen Charakter, indem sie die Temperaturgegensätze abstumpfen und rasche Verdunstung hintanhalten; auch fördert ihr Vorhandensein die Ausscheidung des atmosphärischen Wassers.





Umlauft, Luftmeer.
160
140
120
100
80
60
40
20
70
60
40
20
0
20
40
60
A r k t i s c h e
GRÖNLAND
Upernivik
Baffins
Godthaab
C. Farewell
Island
Reykjavik
Jan Mayen
Barrow Sp.
Prinz Wales
H u d s o n - P r o v i n z
Nordwestliche
Küsten Provinz
Aleuten
Sitka
Vancouver I.
York
Winnipeg
Quebec
Neu Fundland
Californ
Provinz
S. Francisco
Nordamerik.
Hochland
Provinz
Salzseestadt
A t l a n t i s c h e
P r o v i n z
Chicago
New York
Washington
S. Louis
Charleston
Bermudas I.
New Orleans
Westindische
Haiti
Mexico
Acapulco
Caracas
Tropische
Cordilleren
Provinz
Galapagos I.
C. Parina
Quito
Cayenne
Tropische Provinz
von
Südamerika
Pará
Bahia
Lima
Peruanische
Provinz
Arica
Rio de Janeiro
Asuncion
Valparaiso
Nordchilenische
Provinz
Buenos Aires
La Plata
Pampas Provinz
Südchilenische
Provinz
Feuerland
C. Horn
Süd-Georgien
Sandwich
Honolulu
Provinz
Polynesische
Tropen Provinz
Westeuropäische
Färöer
Madrid
Lissabon
Azoren
Mittel
Canarien
Marokko
Timbuktu
C. Verde
St. Helena
Äquator
Wendekreis des Krebses
Wendekreis des Steinbocks
KLIMA-
nach
Äquatorialm
A. Har
Meridian v. O
A. Hartleben's Verlag.


Ostsibirische Provinz
Westsibirische Provinz
Osteuropäische Provinz
Asiatische Hochland Provinz
Ostindisch-australische Monsun Provinz
Chinesisch-Japanische Provinz
Australische Binnen Provinz
Australische Südwest Provinz
Australische Ost Provinz
Neuseeland Provinz
Polynesische Tropen Provinz
Provinz von Afrika
VINZEN
pan.
150,000,000.
Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.



Eingehend hat uns auch schon die Frage der Klimaschwankungen in historischer und vorhistorischer Zeit beschäftigt (S. 61 bis 67) und wir haben gesehen, dass wohl für große Perioden wesentlichere Änderungen der Temperatur angenommen werden dürfen, und dass sich hiefür auch zutreffende Ursachen anführen lassen. Eine merkliche Änderung des Klimas in historischer Zeit schien aber nicht nachweisbar. Ferner konnten auch die in kürzeren Zwischenräumen auftretenden Kälteperioden nicht erklärt werden, da ein Zusammenhang derselben mit der elfjährigen Sonnenfleckenperiode keineswegs unzweifelhaft war. Seit dem Abdruck dieser Ausführungen ist nun eine hochbedeutsame Arbeit von Eduard Brückner erschienen (1890), welche die Frage nach den Klimaschwankungen in historischer Zeit in entscheidender Weise gefördert hat. Derselbe gieng bei seinen Untersuchungen von den Schwankungen der Seenspiegel aus und brachte dieselben mit den meteorologischen Beobachtungen bis zum Jahre 1700, soweit solche vorliegen, in Zusammenhang. Auf diesem Wege hat er gefunden, dass sich in der That periodische Klimaänderungen nachweisen lassen, welche in fast vollkommen parallelen Schwankungen der Temperatur, des Luftdruckes und des Regenfalles bestehen und sich auf der ganzen Erde gleichzeitig in einer 35jährigen Periode vollziehen. Der Wert der Temperaturschwankungen, von welchem diejenigen des Luftdruckes und der Niederschlagsmengen abhängen, beläuft sich für die ganze Erde durchschnittlich auf etwa 0·8° C., wobei sich die warme Hälfte der Schwankung um 0·4° von der kälteren unterscheidet. Es zeigt sich, dass die Temperaturschwankungen von den Sonnenfleckenperioden gar nicht abhängig sind; durch welche Ursache aber jene herbeigeführt werden, bleibt derzeit ein noch ungelöstes Räthsel.

Wir haben gesehen, dass als Hauptfactoren des Klimas sich Wärme und Niederschlag erweisen, indirect auch die Winde und die orographischen Verhältnisse, da sie die Vertheilung der beiden ersteren Elemente wesentlich mitbedingen. Wenn man nun das Zusammenspiel dieser vier Factoren in den verschiedenen Gegenden der Erde untersucht und dabei Gemeinsames zusammenfasst, so gelangt man dazu, nach dem vorherrschenden Witterungstypus sogenannte Klimaprovinzen aufzustellen. In jeder dieser großen Abtheilungen lässt sich wieder mit Rücksicht auf gewisse typische Witterungserscheinungen eine Reihe von Klimabezirken unterscheiden, ja in manchen Gegenden wird das Beobachtungsmaterial noch eine weitere Untereintheilung gestatten. In dankenswerter Weise hat sich A. Supan mit diesem Gegenstande beschäftigt und 34 Klimaprovinzen aufgestellt, von denen 21 auf die östliche Landfeste mit Polynesien entfallen, 12 auf die neue Welt und 1 auf die Nordpolarzone. Wiewohl leicht einzusehen ist, dass eine solche Eintheilung keine unzweifelhaft feststehende sein kann und dass über die Zahl und Grenzen der einzelnen Provinzen wohl niemals eine ausschließende Übereinstimmung erzielt werden dürfte, so lassen wir dennoch Supans Klimaprovinzen sammt der von ihm gegebenen kurzen Schilderung derselben folgen, weil diese Eintheilung eine gute Übersicht über die klimatologischen Verhältnisse der Erdoberfläche bietet. Bei unserer weiter unten folgenden Charakteristik werden wir uns aber nicht durchgehends an diese Klimaprovinzen halten können, weil dieselben uns zu unvermeidlichen Wiederholungen nöthigen würden. Tafel XV stellt die Supan'schen Klimaprovinzen kartographisch dar.

A. Klimaprovinzen der östlichen Continente und Inseln.

1. Westeuropäische Provinz. Milde Wintertemperatur unter dem Einflusse der westlichen Winde und des Golfstromes. Jährliche Wärmeschwankung

unter 15°. Reichliche Niederschläge mit ziemlich gleichmäßiger Vertheilung über die Jahreszeiten. Summen sehr variabel, da die Terraingestaltung außerordentlich wechselvoll ist. Überhaupt wechseln die klimatischen Verhältnisse oft auf kurze Distanzen, und es wird daher eine eingehende Untersuchung zur Aufstellung zahlreicher Unterabtheilungen führen.

2. Osteuropäische Provinz. Es beginnt schon das Gebiet des Landklimas. Vorherrschen der Ebene, daher Unterschiede hauptsächlich nur von der geographischen Breite abhängig. Die Niederschläge sind geringer als in der ersten Provinz und nehmen nach Südosten ab; ausgeprägtes Sommermaximum.

3. Westsibirische Provinz. Die Grenze gegen die osteuropäische Provinz liegt dort, wo die positive Jahresanomalie, die Europa auszeichnet, aufhört; und es ist zu betonen, dass sie fast genau mit der Urallinie zusammenfällt. Im übrigen unterscheidet sich diese Provinz von der vorhergenannten nur durch ein schärferes Hervortreten aller Charaktereigenthümlichkeiten. Große Temperaturveränderlichkeit.

4. Ostsibirische Provinz. Jenseits des Jenissei beginnt eine allgemeine Hebung des Landes, Tiefebene nur an den Flüssen. Gebiet eines winterlichen Kältepoles. Jährliche Wärmeschwankung am größten. Niederschläge im allgemeinen gering.

5. Kamtschatkaprovinz. Das Meer mildert die Temperaturextreme und führt reichlicheren Regen zu.

6. Chinesisch-japanische Provinz. Auf dem Festland relativ bedeutende Winterkälte und streng periodische Regen. In Japan treten diese Eigenthümlichkeiten etwas gemildert auf.

7. Asiatische Hochlandprovinz, umfasst alle gebirgsumschlossenen Hochländer, die im allseitigen Windschatten liegen; daher sehr trocken. Winterkälte durch die bedeutende Seehöhe gesteigert, Sommerwärme durch die continentale Lage. Tägliche Wärmeschwankung sehr bedeutend.

8. Aralprovinz. Trockenes Tiefland; Niederschlagsmaximum im Norden im Sommer, im Süden im Winter. In Turan strenge Winter und sehr heiße Sommer.

9. Indusprovinz, durch Trockenheit und Hitze ausgezeichnetes Tiefland.

10. Mittelmeerprovinz. Große Mannigfaltigkeit wegen reicher horizontaler Gliederung und wechselnder Oberflächenbeschaffenheit. Mild ist das Klima überall mit Ausnahme der inneren Hochländer. Winterregen.

11. Saharaprovinz, bis nach Mesopotamien reichend, Gebiet der trockenen Nordwinde, wahrscheinlich regenärmste Gegend der Erde. Continentalität und vegetationsarmer Boden steigern die Sommerhitze außerordentlich, jährliche und tägliche Wärmeschwankung beträchtlich.

12. Tropische Provinz von Afrika. Wärme auf dem inneren Hochland durch die Seehöhe gemildert, desto größer aber auf den schmalen Küstenebenen. Tropenregen, nach Westen abnehmend.

13. Kalahariprovinz, umfasst das ganze regenarme Gebiet von Südwestafrika.

14. Capprovinz, subtropisch.

15. Ostindisch-australische Monsunprovinz. Mit Ausnahme einiger Gegenden im Archipel streng periodischer Regen mit Südwestwind, beziehungweise Nordwestwind. Temperatur ziemlich gleichmäßig trotz beträchtlicher Ausdehnung der Provinz; Jahresschwankung sehr mäßig.

16. Australische Binnenprovinz. Große Temperaturextreme; unregelmäßige Niederschläge, vorherrschend trocken.

17. Australische Südwestprovinz, subtropisch.

18. Australische Ostprovinz, bis an die Wasserscheide auch die Südostküste und Tasmanien umfassend. Niederschläge ergiebig und ziemlich gleichmäßig.

19. Neuseeländische Provinz, wahrscheinlich auch die kleineren Inseln in der Umgebung umfassend. Mildes Klima mit ziemlich gleichmäßigen Regen. Wärmeschwankung mäßig.

20. Polynesische Tropenprovinz. Tropenklima, durch die See gemildert, eigentlich das ganze Jahr ein milder Sommer. Regen auf den hohen Inseln reichlich und mit tropischer Periodicität.

21. Sandwichprovinz. Temperatur ebenfalls gleichmäßig mild. Regen subtropisch.

B. Klimaprovinzen Amerikas.

1. Hudsonprovinz. Zum größten Theile extremes Landklima und wenig Niederschläge.

2. Nordwestliche Küstenprovinz. Regenreiches, mildes, gleichmäßiges Klima.

3. Californische Provinz. Verhältnismäßig kühl, besonders im Sommer. Streng subtropische Regenperiode.

4. Hochlandprovinz. Trocken, große jährliche und tägliche Wärmeschwankung.

5. Atlantische Provinz. Im Winter großer Temperaturgegensatz zwischen Norden und Süden, Landklima auch an der Küste. Regen reichlich und gleichmäßig über das Jahr vertheilt. Große Veränderlichkeit.

6. Westindische Provinz, auch den Südrand von Nordamerika umfassend. Gleichmäßige Wärme, Niederschläge zu allen Jahreszeiten, aber mit ausgesprochenem Sommermaximum.

7. Tropische Cordillerenprovinz. Im inneren Tafelland wegen beträchtlicher Seehöhe ewiger Frühling. In Mexiko und Centralamerika ausgeprägte Zenithalregen, in Südamerika gleichmäßige Niederschläge.

8. Tropenprovinz von Südamerika. Der Gegensatz von Gebirgs- und Tiefland dürfte eine ziemliche Mannigfaltigkeit des Klimas hervorrufen, doch wissen wir darüber nichts Sicheres.

9. Peruanische Provinz, auch einen Theil von Chile bis zu 30° Breite umfassend. Regenlos und abnorm kühl.

10. Nordchilenische Provinz, subtropisch.

11. Südchilenische Provinz, außerordentlich niederschlagsreich. Temperatur gleichmäßig, Sommer kühl.

12. Pampasprovinz. Regen nicht reichlich; jährliche Temperaturschwankung, wenigstens im Norden, ziemlich groß.

Arktische Provinz. Die Südgrenze auf den Continenten ist unsicher, man kann die 10°-Isotherme des wärmsten Monates, die annähernd mit der Baumgrenze übereinstimmt, als solche annehmen. Niedrige Sommerwärme wegen der großen schmelzenden Schnee- und Eismassen; warme Sommerluft, wo der Winterschneefall gering ist.

Wir fügen dieser Aufzählung der Supan'schen Klimaprovinzen zur weiteren Charakterisierung noch für jede derselben die Temperaturverhältnisse einiger Orte bei, und zwar mittlere Jahrestemperatur, Temperatur des kältesten und wärmsten Monates und den Unterschied zwischen diesen beiden.

Temperaturverhältnisse auf der Erde.

Klimaprovinz	Ort	Geographische Breite	Seehöhe in Meter	Temperatur (Celsius) Jahr	kältester Monat	wärmster Monat	Unterschied
	A. Östliche Continente und Inseln.						
1.	Paris	48° 50′	34	10·8	1·9 Jänner	18·7 Juli	16·8
	London	51° 28′	50	9·5	2·8 "	16·7 "	13·9
	Hamburg	53° 33′	26	8·2	—0·4 "	17·2 "	17·6
	Bergen (Norwegen)	60° 24′	—	6·9	—0·0 Febr.	14·4 "	14·4
2.	Odessa	46° 30′	70	9·4	—3·9 Jänner	22·4 "	26·3
	Moskau	55° 46′	168	3·9	—11·1 "	18·9 "	30·0
	St. Petersburg	59° 56′	10	3·6	—9·4 "	17·5 "	26·9
	Haparanda	65° 54′	—	0·0	—13·1 "	15·2 "	28·3
3.	Barnaul	53° 20′	140	0·4	—19·4 "	19·6 "	39·0
	Tobolsk	58° 12′	500	—0·1	—19·0 "	20·0 "	39·0
4.	Irkutsk	52° 16′	460	—0·1	—20·5 "	18·8 "	39·3
	Nikolajewsk	53° 8′	—	—2·5	—22·9 "	16·4 "	39·3
	Werchojansk	67° 3′	50	—17·1	—50·5 "	15·4 "	65·9
5.	Petropawlowsk	53°	10	—1·5	—8·4 "	14·6 "	23·0
6.	Zikawey (Schangh.)	31° 12′	7	15	2·6 "	27·2 "	24·6
	Peking	40°	37	11·8	—4·6 "	26·1 "	30·7
	Tokio	35° 41′	24	13·6	2·2 "	26·0 August	23·8
	Wladiwostok	43°	30	4·5	—15·3 "	19·7 Juli	35·0
7.	Leh (Westtibet)	34°	3506	4·4	—8·1 "	16·4 "	24·5
	Jarkand	38° 20′	1257	12·3	—6·0 "	27·7 "	33·7
	Urga (Mongolei)	48°	1150	—2·7	—24·8 "	17·0 "	41·8
	Karatschi	25°	15	25·2	18·5 "	29·6 Mai	11·1
8.	Astrachan	46° 21′	—20	9·4	—7·1 "	25·5 Juli	32·6
	Nukuß (am Amu)	42° 30′	70	10·6	—5·8 "	25·7 "	31·5
9.	Rawalpindi	33°	506	20·7	9·2 "	30·3 "	21·1
	Multan	31°	128	24·4	12·4 "	33·1 "	20·7
10.	Algier	36° 48′	20	18·1	12·1 "	25·0 "	12·9
	Rom	41° 54′	50	15·3	7·3 "	25·0 "	17·7
	Athen	37° 58′	90	17·3	8·1 "	26·9 "	18·8
	Alexandrien	31° 12′	—	20·8	14·9 "	26·4 "	11·5
11.	St. Louis, Senegal	16° 1′	—	23·2	20·2 "	28·1 Sept.	7·9
12.	Kuka	13° 10′	276	28·7	22·2 Dec.	33·5 April	11·3
	Chartum	15° 36′	388	28·6	22·7 Jänner	34·5 Juni	11·8
	Sansibar	6° 10′ S.	—	26·7	25·2 Juli	28·1 Febr.	2·9
	Ladó	5° 2′ S.	465	26·7	24·8 "	29·6 Jänner	4·8
	Aden	12° 45′	28	27·3	24·0 Jänner	29·6 Juli	5·6
13.	Hoachanas	24° S.	1400	19·7°	—	—	—
14.	Capstadt	33° 56′ S.	12	16·5	12·6 Juli	20·6 Jänner	8
	Grahamstown	33° 20′ S.	530	17·0	11·7 "	21·6 "	9·9
15.	Bombay	18° 54′	11	26·1	22·6 Jänner	29·0 Juli	6·4
	Trinkomale	8° 38′	23	27·9	25·8 "	29·4 "	3·6
	Rangun	16° 46′	12	26·4	24·3 "	29·1 April	4·8
	Batavia	6° 11′ S.	7	25·9	25·3 "	26·4 Oct.	1·1
	Cap York (Austral.)	10° 44′ S.	—	26·3	24·5 August	27·6 Dec.	3·1
16.	Adelaide	34° 53′ S.	40	17·3	10·8 Juli	23·2 Jänner	12·4
17.	Perth	31° 57′ S.	15	18·3	13·5 "	24·1 "	10·6
18.	Brisbane	27° 27′ S.	40	20·0	13·7 "	25·1 "	11·4
	Sydney	33° 51′ S.	47	17·1	11·2 "	21·8 "	10·6
	Hobart, Tasman.	42° 52′ S.	10	13·1	8·8 "	17·3 "	8·5

Klimaprovinz	Ort	Geographische Breite	Seehöhe in Meter	Temperatur (Celsius) Jahr	kältester Monat		wärmster Monat		Unterschied
19.	Auckland . . .	36° 50′ S.	80	15·3	11·0	Juli	19·9	Jänner	8·9
	Martendale . . .	46° S.	?	10·2	5·3	"	14·6	"	9·3
20.	Apia	13° 50′ S.	—	25·7	24·1	"	26·7	Dec.	2·6
	Tahiti	17° 32′ S.	—	24·8	22·9	"	25·9	Jänner	3·0
21.	Honolulu	21° 16′ N.	—	24·1	21·8	Febr.	26·2	August	4·4
	B. Amerika.								
1.	York, Factorei .	57°	—	— 5·6	— 23·3	Jänner	13·4	Juli	36·7
	Winnipeg . . .	49° 55′	230	0·4	— 20·5	"	19·1	"	39·6
2.	Sitka, Alaska . .	57° 3′	4	6·3	— 0·4	"	13·2	"	13·6
	Vancouver, Fort .	45° 40′	15	11·0	2·6	"	19·4	"	16·8
3.	San Francisco .	37° 48′	40	12·9	9·6	"	14·9	Sept.	5·3
	San Diego . . .	32° 42′	46	16·7	12·0	"	22·3	Juli	10·3
4.	Salzseestadt . .	40° 46′	1300	11·1	— 3·4	"	24·8	"	28·2
	Santa Fé . . .	35° 41′	2090	10·3	— 2·0	"	22·3	"	24·3
	Pikes Peak . . .	39°	4314	— 7·1	— 15·9	"	5·0	"	20·9
5.	New-York . . .	40° 50°	8	11·0	— 1·0	"	23·9	"	24·9
	Charlestown . .	32° 47′	6	18·9	9·8	"	27·2	"	17·4
	Cincinnati . . .	39° 6′	165	12·6	0·5	"	25·4	"	24·9
6.	New-Orleans . .	29° 56′	7	20·6	12·7	"	27·8	"	8·9
	Dallas (Florida) .	26°	6	23·7	18·7	"	27·6	"	8·9
	Habana	23° 9′	—	25·0	21·9	"	27·5	August	5·6
7.	Mexiko	19° 26′	2278	16·7	12·5	"	19·5	Mai	7
	Guatemala . . .	14° 37′	1480	18·6	16·7	"	20·3	April	3·6
	Quito	0° 14′ S.	2850	13·1	12·5	Juli	13·6	Jänner	1·1
8.	Caracas	10° 30′	929	21·8	20·3	Jänner	23·3	Mai	3
	Pernambuco . .	8° 4′ S.	3	26·2	23·5	Juli	27·9	Jänner	4·4
	Rio de Janeiro .	22° 54′ S.	64	23·8	19·5	"	26·6	Febr.	7·1
9.	Lima	12° 3′ S.	152	19·2	14·7	"	23·4	"	8·7
	Arica	18° 33′ S.	—	15·4	17·2	Sept.	22·0	Jänner	13·8
10.	Santiago . . .	23° 27′ S.	530	13·1	7·2	Juli	19·0	"	11·8
	Valdivia . . .	39° 49′ S.	13	11·6	7·2	"	16·4	"	9·2
11.	Ushuaia (Feuerld.)	55° S.	30	5·4	— 0·6	"	10·6	"	11·2
12.	Buenos Aires . .	34° 37′ S.	31	17·2	10·4	"	24·3	"	13·9
	Montevideo . . .	34° 54′ S.	8	16·8	10·9	"	22·8	"	11·9
	Falklandsinseln .	51½° S.	—	6·0	2·5	"	9·6	"	7·1
	Arktische Provinz.								
	Grinellland . . .	81½-82½	—	— 19·9	— 39·1	Jänner	2·8	Juli	41·9
	Goodthaab . . .	64°	—	— 2·9	— 10·9	"	5·5	"	16·4
	Sabine, Ostgrönld.	74½°	—	— 11·7	— 24·2	"	3·8	"	28·0

Zwölftes Capitel.

Das Klima der Tropenzone.

Allgemeiner klimatischer Charakter der Tropenzone. — Regen- und Trockenzeiten. — Acclimatisation des Europäers im Tropengebiet. — Die Pflanzenwelt der heißen Zone. — Das tropische Afrika. — Das südasiatische Tropengebiet. — Das hinterindisch-australische Tropengebiet. — Die Inseln im tropischen Theile des Großen Oceans. — Das amerikanische Tropengebiet.

Die Tropenzone, welche nach der Eintheilung Supans zwischen den beiden Jahresisothermen von 20° C. liegt und daher richtiger, da sie keineswegs von den Tropen- oder Wendekreisen begrenzt erscheint, die warme oder heiße Zone genannt werden soll, umfasst die mittleren Theile des Großen und des Atlantischen Oceanes, fast den ganzen Indischen Ocean, von den Landmassen aber fast ganz Afrika (mit Ausnahme nämlich des Atlasgebietes und des südwestlichsten und südlichsten Theiles), den Süden Asiens, speciell Arabien, Syrien, das Hochland von Iran, mit Ausnahme des nördlichen Theiles, Vorderindien bis an den Himalaya, Hinterindien, das südlichste China und die indische Inselflur, von Australiens Festland nur den Süden und Südosten nicht, fast die ganze australische Inselwelt, endlich von Amerika einen südlichen Streifen der Union am mexikanischen Meerbusen sammt Florida, Mexiko, Centralamerika und den größten Theil von Südamerika (nur den Südwesten und Süden nicht). Auf Tafel I ist dieses Gesammtgebiet, welches 40 Procent der ganzen Erdoberfläche ausmacht, leicht zu überblicken. Wir wollen zunächst im Anschlusse an J. Hann den klimatischen Charakter der warmen Zone im allgemeinen schildern und dann erst auf die örtlichen Besonderheiten näher eingehen.

Der heiße Gürtel der Erde zeichnet sich vor allen anderen Zonen durch einen sehr einheitlichen Charakter in Bezug auf alle wichtigen klimatischen Elemente aus. Als den Grundzug des Tropenklimas kann man die größte Regelmäßigkeit in der Wiederkehr der periodischen Witterungserscheinungen, die überhaupt bei atmosphärischen Vorgängen zu beobachten ist, bezeichnen. Die sogenannten unperiodischen Erscheinungen, welche in keiner unmittelbar ersichtlichen Abhängigkeit von dem täglichen und jährlichen Laufe der Sonne stehen, die aber für Klima und Wetter mittlerer Breiten so maßgebend sind, machen sich unter den Tropen nur wenig bemerklich.

So geringfügig sind die Änderungen der mittleren Temperatur im Laufe des Jahres, dass man die Jahreszeiten hier nicht nach den Wärmeverhältnissen, sondern nach dem periodischen Wechsel der Regen- und Trockenzeiten und nach den vorherrschenden Winden abgrenzt. An die Stelle des Gegensatzes „warm“ und „kalt“ tritt der Gegensatz „trocken“ und „feucht“. Nach den nassen und trockenen Perioden richten sich die Lebensverhältnisse der Bewohner, soweit sie vom Klima ab-

hängen, desgleichen auch die periodischen Erscheinungen des Thier- und Pflanzenlebens. Die Unbeständigkeit der Witterung, welche für die Klimate der höheren Breiten so charakteristisch ist, kennt man zwischen den Wendekreisen nicht; das „Wetter" ist hier zugleich das Klima, d. h. der mittlere normale Verlauf der Witterungserscheinungen. Es hängt dies zusammen mit der Gleichmäßigkeit der Temperatur- und Luftdruckvertheilung über einen so ungeheuren Theil der Erdoberfläche und dem daraus sich ergebenden einheitlichen System der Luftströmungen. Da in diesen niedrigen Breiten die ablenkende Kraft der Erdrotation auf die Luftbewegung noch gering und die Wärmevertheilung so gleichmäßig ist, so kommt es nur selten und fast nur an gewissen Örtlichkeiten zur Entwickelung großer Luftwirbel (Wirbelstürme, Cyclonen), von deren fast fortwährender Bildung und langdauernder und unregelmäßiger Fortbewegung der wechselvolle Charakter der außertropischen Klimate abhängt.

Wie die Karte der Jahresisothermen (Tafel I) zeigt, hält sich in den Tropen die mittlere Jahreswärme im allgemeinen zwischen 20 und 28° C., steigt aber im Innern Nordafrikas bis auf 30°. Ein Vergleich der Jahresisothermen mit denen des Jänner und Juli (Tafel II und III) läſst die geringen Temperaturschwankungen in der heißen Zone erkennen. In der Nähe des Äquators beträgt der Wärmeunterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat nur 1 bis 5° C. und überschreitet dieses Maß auch nicht im Innern der Continente. Aber selbst gegen die Wendekreise hin geht die jährliche Wärmeschwankung kaum über 13° hinaus. Die jährliche Wärmeschwankung ist daher an den meisten Orten kleiner als die tägliche, für welche man vielleicht als Grenzen 5° und 13° C. annehmen darf. Selbst die Unterschiede zwischen der höchsten und tiefsten Temperatur des Jahres gehen im Äquatorialgebiet nicht viel über die Grenze der täglichen Wärmeschwankung hinaus. Man hat daher mit Recht die Nacht den „Winter der Tropen" genannt (vgl. S. 60). In pflanzenleeren Gegenden kommt es infolge der starken nächtlichen Ausstrahlung mitunter selbst zur Eisbildung.

Obwohl die durchschnittlichen Temperaturmaxima im Äquatorialgebiet niedriger sind, selbst als jene im mittleren Europa, werden sie doch bei dem großen Feuchtigkeitsgehalt der Luft viel drückender empfunden, als höhere Temperaturen in unserem relativ trockeneren Klima (vgl. S. 106); und wiewohl die Jahresminima an vielen Orten in den Tropen nicht unter 20° und an den meisten nicht unter 15° hinabgehen, friert man doch in diesen Gegenden kaum weniger als in viel kälteren Klimaten. Die gleiche Temperaturschwankung hat nämlich eine sehr verschiedene physiologische Wirkung, je nach der Gewöhnung des Körpers an eine höhere oder niedrigere Mitteltemperatur. A. Kappler theilt über seinen Aufenthalt in Surinam mit, daſs bei einer Temperatur der Luft von 32 bis 33° C. ein Bad in dem 24 bis 25° warmen Lavafluſs bei ihm stets ein Frösteln hervorrief. Sinkt in Venezuela während der Regenzeit die Temperatur auf 21 bis 22° C., so beklagt man sich laut über die „Eiskälte". Die Neger Afrikas zittern bei ihrer dürftigen Kleidung vor Frost, wenn das Thermometer nachts auf 20 bis 15° C. zurückgeht. Dagegen erträgt man bei trockener Luft in den Tropen selbst hohe Hitzegrade leicht. Felix Oswald bemerkt, daſs ihm zur Trockenzeit in der Sierra Negra (Centralamerika) die Temperatur von 33° C. so eigenthümlich behaglich war, daſs ihm der Zweck der Solaria oder Sonnenbadehäuser der römischen Epikuräer begreiflich wurde.

Eine bemerkenswerte Eigenthümlichkeit des Klimas vieler tropischer Gegenden besteht in einer physiologischen Wirkung der directen Sonnenstrahlung, unabhängig von der Sonnenhöhe. Der Europäer, der sich unbedeckten Hauptes den Sonnen-

strahlen aussetzt, verfällt leicht dem Sonnenstich oder Hitzschlage. Derselbe besteht in mehr oder weniger starken Gehirncongestionen, welche bisweilen zur Gehirnentzündung, ja zu augenblicklichem Tode infolge Blutüberfüllung führen können. Doch ist nach den Erfahrungen, welche J. Falkenstein und G. A. Fischer bei jahrelangem Aufenthalte im tropischen Afrika gemacht haben, diese Sonnenwirkung stark übertrieben worden und der Sonnenstich in dem genannten Gebiete höchst selten.

Die große Gleichmäßigkeit der Temperatur innerhalb der Tropen wird selbstverständlich zunächst durch die geringe jährliche Variation der Sonnenstrahlung und die geringe Änderung der Tageslänge im Laufe des Jahres verursacht. Aber auch die ungeheure Ausdehnung des gleichmäßig und hoch erwärmten Gebietes kommt hinsichtlich der Ausschließung erheblicher Temperaturdepressionen in Betracht; denn derjenige Theil der Erdoberfläche, welcher zwischen den Jahresisothermen von 20° C. liegt (zwischen 32° nördlicher und 20° südlicher Breite), umfaßt gegen die Hälfte derselben. Kein kalter Luftstrom aus höheren Breiten kann deshalb bis zu den Wendekreisen vordringen, ohne sich zu erwärmen, da er zudem infolge der Erdrotation die Parallelkreise nur schräg durchschneiden kann. Der hohe Wasserdampfgehalt der Luft verhindert einen starken nächtlichen Wärmeverlust, denn schon eine geringe Abkühlung bewirkt eine Condensation desselben in Form von Thau- und Wolkenbildung, wodurch eine weitere Erkaltung wirksam gehemmt wird. Der ganze feste Erdboden hat schon in geringer Tiefe fortwährend die hohe mittlere Luftwärme von 22 bis 27° C. und stellt deshalb ein mächtiges Wärmereservoir dar; noch mehr gilt dies von den Oceanen, deren mittlere Temperatur an der Oberfläche 22 bis 28° C. beträgt. Die Oceane nehmen aber innerhalb der Wendekreise drei Viertel des Erdumfanges ein, das feste Land nur ein Viertel, die ganze Tropenzone hat deshalb, auch in den Binnenländern, im allgemeinen ein oceanisches Klima.

Wie die Wärmevertheilung, so ist auch die Vertheilung des Luftdruckes in der heißen Zone sehr gleichmäßig, auch die unregelmäßigen Schwankungen des Barometers sind nur gering. Da die unregelmäßigen Veränderungen des letzteren in den Tropen ganz fehlen, wenn man die seltenen Fälle von Wirbelstürmen ausnimmt, so vollzieht sich die regelmäßige tägliche Oscillation des Luftdruckes mit einer Pünktlichkeit, die von jeher die Verwunderung der Reisenden erregt hat. Dieser regelmäßige Gang des Barometers wird durch die heftigsten Gewitterstürme nicht gestört. Das Barometer verliert zwischen den Wendekreisen die ihm sonst anhaftende Feinfühligkeit für bevorstehende Änderungen der Witterung; um so zuverlässiger sind allerdings deshalb die Warnungen desselben bei herannahenden Wirbelstürmen.

Diesem Verhalten der Luftdruckvertheilung entspricht auch die Beständigkeit und der sanfte Charakter der Luftströmungen. Die Tropenzone ist das Gebiet vorherrschender östlicher Luftströmungen, genauer nordöstlicher Winde auf der nördlichen, und südöstlicher Winde auf der südlichen Halbkugel, der sogenannten Passate. Diese letzteren werden bekanntlich über dem Indischen Ocean und einem Theile des Großen Oceanes durch die mit den extremen Jahreszeiten wechselnden Monsune ersetzt. Die Passatgebiete beider Halbkugeln sind durch den an Breite wechselnden Calmengürtel, in welchem Windstillen und veränderliche Winde vorherrschen, voneinander getrennt.

Am regelmäßigsten und kräftigsten wehen die Passate über den Oceanen. Über den Landflächen wird der Passat wegen der durch die Unebenheiten des Bodens vergrößerten Reibung in seiner Kraft geschwächt und wegen der ungleichen

Erwärmung des Landes in seiner Regelmäßigkeit vielfach gestört. Letzteres ist namentlich im Sommer der Fall, denn die stärker erwärmten Landflächen erzeugen Windstillen und Monsunwinde, welche den Zusammenhang der Passatgürtel unterbrechen. Deshalb kann man, wie schon früher (S. 157) bemerkt wurde, von einem continuierlichen Passatbande auf der nördlichen Halbkugel niemals, auf der südlichen nur im Winter sprechen. In den oberen Schichten der Atmosphäre wehen den Passaten direct entgegengesetzte Winde, die Antipassate.

Neben den Passaten spielen im Klima der Tropenzone die täglich wechselnden Land- und Seewinde der Küstenregionen eine große Rolle. Sie machen sich an allen tropischen Küsten geltend; wo aber der Passat aus irgend einem Grunde unterdrückt ist oder mit der Richtung des Seewindes oder des Landwindes zusammenfällt und nicht immer constant genug weht, um den täglichen Luftwechsel zwischen Land und See zu unterdrücken, dort kennt man nur diese Brisen, welche Tag für Tag mit größter Regelmäßigkeit zur bestimmten Stunde einsetzen. Der relativ kühle Seewind, welcher die frische reine Luft des Meeres an die Küste bringt, wirkt ungemein erquickend, ja er allein macht manche tropische Küsten für den Europäer bewohnbar. Der schwüle Landwind dagegen wirkt erschlaffend und abspannend; wo hinter dem Küstensaum brackische Lagunen und Sümpfe liegen oder nach der Regenzeit, wenn er über das überschwemmt gewesene und nun auftrocknende Land weht, erzeugt er verderbliche Fieber und förmliche Epidemien.

Mit dem zeitweiligen oder gänzlichen Aufhören des sonst constant wehenden Passates oder mit dem Eintreten des Sommermonsuns hängt das im Tropenklima wichtigste Ereignis, der Eintritt der Regenzeit zusammen. Nur im Calmengürtel kann man eine solche Regenzeit nicht unterscheiden, da es dort zu allen Zeiten des Jahres reichliche Regen gibt, welche meist in Form von Gewittergüssen des Nachmittags herniedergehen. Der Beginn der tropischen Regenzeit folgt im allgemeinen dem Eintritte des höchsten Sonnenstandes. Daher sind die Tropenregen „Sommerregen", ohne jedoch überall in der heißesten Jahreszeit zu fallen, weil mit dem Eintritt der starken Bewölkung und der heftigen Regen meist die Temperatur zu sinken beginnt. In manchen Tropenländern wird deshalb die Regenzeit geradezu als „Winter" bezeichnet.

Die relativ erhebliche Abkühlung der feuchten Luft, welche durch die reichliche Condensation des Wasserdampfes in der Regenzeit veranlasst wird, ist mit einer besonders kräftigen Entwickelung des aufsteigenden Luftstromes verbunden, in dessen Gefolge eine cyclonale Luftbewegung entsteht, da die unten aufsteigende und oben abfließende Luft durch seitliche Zuflüsse ersetzt werden muss. Dies Verhältnis wird sich aber nicht gerade unter demjenigen Parallelkreise einstellen, über dem die Sonne eben im Zenith steht, weil die verschiedene Erwärmung von Land und Meer, sowie viele locale Ursachen ihren Einfluss geltend machen. Derart entstehen verschiedene örtliche Centren der Erwärmung, welche aber überall eine cyclonale Luftbewegung hervorrufen. Diese letztere bethätigt sich in den Küstengebieten in viel großartigerem Maße, während im Binnenlande dagegen eine Neigung zu kleineren Cyclonen zu beobachten ist. Doch muss man sich den Regenfall nicht jederzeit und überall von der Existenz solcher Cyclonen abhängig denken. Im Calmengebiet gibt es dieselben gar nicht; die täglichen Gewitterregen dieser und anderer tropischer Gegenden sind vielmehr mit jener Classe unserer Sommergewitter analog, welche Mohn „Wärmegewitter" genannt hat. Solche Gewitter treten zumeist bei gleichmäßig vertheiltem Luftdruck und hoher Luftwärme ein. Ihre Ursache ist die aufsteigende Bewegung warmer, feuchter Luftmassen innerhalb einer im allgemeinen

stagnierenden Atmosphäre; dies ist aber auch der Zustand der Atmosphäre in den Tropen zur Zeit, wo der Passat aufgehört hat.

Was die Rolle betrifft, welche die Sommermonsune bei der Entstehung der tropischen Regen spielen, so ist nicht der Hauptnachdruck darauf zu legen, dass dieselben Seewinde sind und deshalb Regen erzeugen, sondern darauf, dass sie ihren Zielpunkt in dem erwärmten Lande haben und dort eine aufsteigende Bewegung annehmen. Selbst im Innern der Continente ist in der Nähe des Äquators der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre groß genug, um bei Aufhören des Passates die tägliche Gewitterbildung hervorzurufen, welche die lebhafte Passatbewegung durch Unterdrückung der aufsteigenden Luftbewegung verhindert.

Vom rein theoretischen Standpunkte aus wird man erwarten dürfen, dass am Äquator und hinauf bis zu denjenigen Breiten nord- und südwärts, wo zwischen den beiden Zenithperioden der Sonne noch ein längerer Zeitraum liegt, sich auch zwei Regenzeiten im Jahre bemerkbar machen. In der That stellen sich in den äquatorialen Theilen Afrikas und Südamerikas solche doppelte Regenzeiten ein und es gibt dort auch zwei Trockenzeiten, eine große und eine kleine. Im äquatorialen Afrika theilt sich demgemäß das Jahr in zwei nahezu einander gleiche Hälften mit zweimaligem Anbau der Culturpflanzen, weshalb die Bewohner auch nicht nach Jahren, sondern nach Halbjahren zählen. Selbst in etwas größerer Entfernung vom Äquator macht sich vielfach eine Tendenz zum Hervortreten zweier Maxima des Regenfalles geltend. Da aber bei den geringen Wärmeunterschieden der doppelten Insolationsmaxima geringfügige secundäre Einflüsse leicht imstande sein können, das Auftreten doppelter Regenzeiten, die aus jenen folgen könnten, zu unterdrücken, so widerspricht es schon den theoretischen Voraussetzungen, einen zusammenhängenden Erdgürtel mit doppelten Regenzeiten anzunehmen, was auch durch die Erfahrung bestätigt wird.

Entweder an Stelle der tropischen Regenzeit bei höchstem Sonnenstande oder auch neben derselben treten an vielen Orten der heißen Zone die sogenannten Passatregen ein, welche ihre Entstehung dem Aufsteigen der constanten Strömung des fast überall sehr wasserdampfreichen Passates verdanken.

Über den Charakter der tropischen Regenzeit herrschen vielfach unrichtige Vorstellungen. Ihr Eintritt eröffnet keineswegs eine Zeit, in der es nun durch Wochen und Monate unablässig regnet. Vielmehr ist der Beginn der Regenzeit in den meisten Tropenländern die schönste Jahreszeit, da nach den ersten befruchtenden Gewittergüssen die Vegetation zu neuem Leben erwacht. Es regnet weder den ganzen Tag, noch überhaupt Tag für Tag. Im allgemeinen fällt der meiste Regen bei Tag, in vielen Gegenden jedoch bei Nacht; namentlich die Passatregen, sowie auch die Monsunregen, wo sie hauptsächlich eine Wirkung des Aufsteigens der Luft an Bergabhängen sind, scheinen die Tendenz zu einem nächtlichen Maximum zu haben. In den Gegenden, wo die Tagregen vorherrschen, geht die Sonne zumeist am vollkommen klaren Himmel auf, aber bald kommt es zur Bildung von schweren Wolken, worauf um die Mittagszeit das Gewitter losbricht, das mehrere Stunden andauert. Abends ist dasselbe gewöhnlich vorüber, und des Nachts strahlen die Sterne in wunderbarem Glanze am reinen Firmament. Oft aber lagert des Morgens an Regentagen über der ganzen Landschaft ein dichter Nebel, ja er umhüllt oft alles so lange es regnet und wird erst durch die wieder aus dem Gewölk hervorbrechende Sonne zerstreut. Zuweilen geht das Gewitter in einen mehrtägigen Landregen über, aber es kommt auch oft eine Reihenfolge von mehreren vollkommen schönen Tagen mitten in der Regenzeit vor. In Mexiko gilt ein dreitägiger ununterbrochener Regen als Maximum. Regenzeit heißt also nicht die

Zeit fortwährender Regen, sondern vielmehr die tropische Jahreszeit, in welcher es überhaupt zu Niederschlägen kommt; denn in der Trockenzeit regnet es nie oder fast nie.

Im Gegensatze zu den Gewitterregen des täglichen Wärmemaximums sind die Passatregen nur selten von elektrischen Entladungen begleitet. Die Blitze der heftigsten tropischen Gewitter aber haben nach den übereinstimmenden Zeugnissen zahlreicher Reisender die bemerkenswerte Eigenthümlichkeit, dass sie fast nie zündend oder zerstörend einschlagen, wenn sie auch aus den Wolken zur Erde niederfahren. Doch fehlt es nicht an entgegengesetzten Beobachtungen. Nach Emin Pascha sind am oberen Nil zündende Blitze nichts Ungewöhnliches. Am 7. Mai 1883 schlug der Blitz in das Kohlendepot der französischen Factorei zu Banana ein und legte es in Asche, am 3. März 1884 geschah dasselbe mit einem großen Waren- und Spirituosenmagazin des holländischen Hauses in Banana, und im November 1885 schlug der Blitz in die katholische Mission zu M'Boma und tödtete einen Missionär und zwei Missionskinder. Vom Blitze zersplitterte Bäume findet man häufig im Congogebiet, auch Verglasungen an Felsen und Blitzröhren. Karl Bock berichtet von einem Gewitter, das er 1881 in Siam erlebte und bei dem mehrere hohe Bäume vom Blitze getroffen wurden und unter furchtbarem Krachen zu Boden fielen. Darnach scheint es, dass die Beobachtungen in dieser Richtung noch lückenhaft seien. Noch sei erwähnt, dass es regenarme tropische Gegenden gibt, in denen die Gewitter vollständig fehlen. In Unter-Peru gibt es keine Gewitter und die Bewohner von Lima kennen weder Donner noch Blitz.

Es ist leicht erklärlich, dass infolge der ungeheuren Wassermassen, welche im Laufe der Regenzeit herniedergehen, alle Bäche, Flüsse und Seen über ihre Ufer treten und mehr oder weniger ausgedehnte Überschwemmungen veranlassen, dass endlich alles niedere Land unter Wasser gesetzt wird und viele Savannen Seen gleichen, über die man mit größeren Ruderbooten fahren kann (vgl. die Abbildung zu S. 295 „Überschwemmung in der Gegend von Ladari in Bornu").

Die Luftfeuchtigkeit ist in den tropischen Küstengebieten constant hoch, sowohl absolut wie relativ, auch in der Trockenzeit. Dieselbe hat eine starke Nebelbildung zur Folge, welche einen großen Übelstand des Klimas bildet. Am unteren Congo werden die Morgen und Abende durch dichte, weiße Nebel eingeleitet, welche niedrig ziehenden Wolken gleichen und unaufhörlich wie mit einem Sprühregen aus der klammfeuchten Luft alles und jedes mit schwerem Thau bedecken. Das ist der „Cacimbo" der portugiesischen Colonien, und was man an der Guineaküste „Smokes" oder räuchern nennt. Auch die Thaubildung ist in vielen Gegenden der Tropen während der Trockenzeit ungemein stark; sie beginnt fast unmittelbar nach Sonnenuntergang und steigert sich sehr rasch. Für das Pflanzenleben ist dieselbe von größter Wichtigkeit.

Äußerst extrem ist der Gang der Bewölkung in der heißen Zone. Während der Passat es in der Trockenzeit zu keiner irgend ausgiebigen Wolkenbildung kommen läßt und daher der Himmel fast nie getrübt wird, verhüllen zur Regenzeit schwere, finstere Wolkenmassen das Firmament, die oft monatelang nicht weichen. Durchschnittlich gehört die Tropenzone nicht zu jenen Gebieten, denen der Himmel am heitersten lacht. Die mittlere Bewölkung nimmt gegen den Äquator hin zu, und dort ist der Himmel fast constant mehr oder minder bedeckt, ganz heitere Tage sind selten. Auch über die Farbe des Tropenhimmels, die Intensität seines Blau und die Durchsichtigkeit der Luft macht man sich gewöhnlich falsche Vorstellungen, indem man diese Eigenschaften überschätzt. In Wirklichkeit ist der Tropenhimmel, wenigstens nahe dem Meeresgestade, selten eigentlich blau; der

große Wasserdampfgehalt der Luft gibt ihm meist eine weißliche Färbung, weil der Wasserdampf, wenigstens in den höheren Schichten, leicht zur Condensation neigt. Die trockenen warmen Gegenden der subtropischen Zone sind, was Reinheit des Himmels und Tiefe seiner blauen Farbe anbelangt, den Tropen wohl vielfach überlegen. In vielen Gegenden des Binnenlandes erzeugen zur Trockenzeit die häufigen, zufällig oder absichtlich entstehenden Grasbrände einen eigenartigen Dunst, der mit wechselnder Dichte selbst wochenlang sich hält und die Atmosphäre stark trübt. Derselbe erscheint als trockener Nebel von leicht bräunlicher oder zart blaugrauer bis duftig violetter Farbe, analog dem Höhenrauche Mitteleuropas.

Dass die Dauer der Dämmerung in der Tropenzone viel kürzer ist, als in höheren Breiten, ist schon an anderem Orte (S. 43) erörtert worden. Doch gibt man sich auch in dieser Hinsicht leicht falschen Vorstellungen hin. Entschieden übertrieben ist es, wenn einzelne Reisende unter dem Eindrucke des Ungewohnten behaupten, mit einem Schlage werde man aus dem Tag in die Nacht versetzt. Selbst am Äquator kann man nach genauen Zeitbestimmungen Pechuel-Loesches noch mindestens 20 Minuten nach Sonnenuntergang ohne Anstrengung im Freien lesen; die vollständige Dunkelheit tritt etwa nach 25 Minuten ein. Freilich ist diese Zeit im Vergleich zu unserer Dämmerung sehr kurz, und der neue Ankömmling in diesen Gegenden muss sich erst daran gewöhnen, in der Wildnis bei sinkender Sonne sich nicht weit von seiner Wohnung zu entfernen, weil er sonst leicht von der Dunkelheit überrascht würde. Mit wachsender Breite nimmt auch die Dauer der Dämmerung zu; in Surinam ($5^1/_2{}^0$ nördl. Breite) z. B. beträgt sie schon gegen drei Viertelstunden.

Es ist angezeigt, hier auch von der Einwirkung des Tropenklimas auf den Europäer und von dessen Acclimatisation zu sprechen. Die Eigenart des tropischen Klimas, welche sich namentlich in der hohen Temperatur und in dem großen Feuchtigkeitsgehalt der Luft äußert und eine wahre „Treibhausluft" erzeugt, wird gegenüber jedem Eingewanderten sich zuerst in mehr oder weniger ungünstiger Weise geltend machen. Aber allmählich wird sich jeder an diese Eigenheiten gewöhnen, wenn er über einen gesunden Körper und über den nöthigen ernsten Willen verfügt, sich durch die meist nicht geringen Unannehmlichkeiten nicht zurückschrecken zu lassen. Hirsch nennt dies die meteorologische Acclimatisation. Selbstverständlich vollzieht sich dieselbe nicht bei allen Europäern gleich; am leichtesten bei denjenigen, deren heimisches Klima dem tropischen schon am nächsten steht. Am meisten accommodationsfähig erscheinen die Malteser, dann die Italiener, es folgen Spanier und Portugiesen, Franzosen, Engländer und Holländer, Norddeutsche, zuletzt erst Süddeutsche und Schweden. Mit einer solchen Accommodation, welche den einzelnen befähigen würde, es eine Zeitlang in einem Tropenlande auszuhalten, ist es aber noch nicht abgethan. Unter Acclimatisation muss man doch die Fähigkeit einer Rasse verstehen, sich stets durch sich selbst ohne Vermischung mit der eingeborenen Rasse und ohne Zuzug aus dem Mutterlande zu erhalten und die Existenz durch eigenhändigen Erwerb oder Bodencultur sich zu verschaffen. Davon ist aber in keinem tropischen Lande die Rede. Weder in Afrika noch in Asien, oder im tropischen Amerika ist es der weißen Rasse gelungen, sich in diesem Sinne zu acclimatisieren; denn entweder hat sie sich mit den Eingeborenen mehr oder weniger vermischt, oder sie ist nicht imstande, schwerere Arbeiten zu verrichten, kann nur bei einem gewissen Grade von Comfort leben, und jeder einzelne muss nach einiger Zeit sich zu seiner Erholung nach Europa begeben. Dazu kommt aber auch noch die dem Europäer durch die im Tropenklima endemischen Seuchen drohende Gefahr. Wäre eine pathologische Acclimatisation, wie sie Hirsch nennt, in den von diesen

Seuchen beherrschten Gegenden möglich, so müsste der Europäer, nachdem er einige Anfälle der Krankheiten überstanden hat, eine gewisse Immunität gewinnen, welche jeden folgenden Angriff ihn leichter als die vorhergehenden überwinden läſst. In Wirklichkeit verhält es sich aber leider gerade umgekehrt; mit jedem auch nur leichteren Unwohlsein sinkt die Widerstandsfähigkeit des menschlichen Organismus, so dass man sagen muss, für den weitaus größten Theil der Tropenzone ist die Möglichkeit der pathologischen Anpassung selbst für den meteorologisch acclimatisierten Ankömmling der gemäßigten Breiten nicht vorhanden.

Die schlimmste und unglücklicherweise verbreitetste Krankheit ist die Malaria, das einheimische Klimafieber der Tropen, welches gewöhnlich nur als Fieber schlechthin bezeichnet wird. Es tritt wohl auch im südlichen Europa, namentlich in Italien auf, seine schrecklichste Steigerung erfährt es aber in der heißen Zone. Unzweifelhaft wird auch die Malaria gleich anderen Infectionskrankheiten durch Bakterien veranlasst, welche während der Regenzeit im Erdreich schlummern, nach Beendigung derselben aber, wenn der Boden auszutrocknen beginnt, in die Atmosphäre und aus dieser in die blutbereitenden Organe des Menschen übergehen. Im tropischen Afrika bleibt zu dieser Jahreszeit kein europäischer Ankömmling auch nur mehrere Tage, nachdem er das Festland betreten hat, verschont; aber auch solche, welche schon längere Zeit im Lande verweilen, werden vom Fieber befallen und kein Landstrich ist vollkommen ausgenommen. Oskar Lenz sagt: „Es ist ganz gleichgiltig, ob das Land am Meere liegt oder im Innern, ob der Platz hoch oder tief gelegen ist, es ist und bleibt ein ungesundes Klima und jeder, der mit heiler Haut diese Länder verläſst, kann von Glück sagen.“ Die ersten leichteren Fieberanfälle werden freilich meist bald überwunden; sie wiederholen sich aber und schwächen die Gesundheit derart, dass man schließlich der höchsten Steigerung der Malaria, dem „perniciösen Fieber“ verfällt, welches oft in wenigen Tagen tödtlich verläuft. Während man im tropischen Asien, namentlich im Sundagebiete, sowie in Polynesien dieselbe Fieberform wie in Afrika beobachtet, tritt sie in etwas modificierter, aber noch weit schlimmerer Form als „gelbes Fieber“ in den heißen Niederungen in Central- und Südamerika auf. Diese Krankheit, welche von den Einheimischen bezeichnender „vomito nero“ (schwarzes Erbrechen) genannt wird, stammt eigentlich von den Antillen und wird von da in die vornehmlich von ihr betroffenen Küstenplätze, Veracruz und Campeche, immer aufs neue eingeschleppt. Nach Rio de Janeiro kam das gelbe Fieber erst 1850, raffte aber schon im ersten Jahre 4160 Personen weg; seither sind nur drei oder vier Jahre vergangen, in denen sie keine Opfer forderte, 1873 starben 3659, 1876 3407 Personen. Merkwürdigerweise unterliegen dem gelben Fieber die Reste der eingesessenen Bevölkerung noch mehr als die Einwanderer aus der Union und aus Europa, wie denn auch die farbigen Eingeborenen der Tropenzone keineswegs fieberfrei sind, nur etwas mehr widerstandsfähig. Doch gibt es auch tropische Gegenden, welche vom Fieber frei sind; wohl in Afrika nicht, wo nur von verschiedenen Graden der Fiebergefahr die Rede sein kann, dagegen gehören hierher Gebirgslandschaften in Asien und die Hochebenen in Central- und Südamerika, welche auch dem Nordländer keinen unangenehmen Aufenthalt bieten.

Zum Schlusse unserer Schilderung des allgemeinen Charakters des Tropenklimas soll auch noch von der Pflanzenwelt der heißen Zone in Kürze gehandelt werden. Die gleichmäßig hohe Temperatur und die große Feuchtigkeit bewirken, dass hier das Pflanzenleben in größter Masse und Mannigfaltigkeit auftritt. Die Jahresisothermen von 20° C. fallen so ziemlich mit den Polargrenzen der Palmen zusammen, welche neben Bananen und riesigen Aroideen vorherrschend sind. Zu

Laubbäumen mit dicken, lederartigen glänzenden Blättern gesellen sich baumartige Farne und Gräser. An den Küsten finden sich Mangrovewälder, im Innern Wälder von Feigenbäumen. Am üppigsten und großartigsten entfaltet sich das Pflanzenleben in den Urwäldern des eigentlichen äquatorialen Gürtels zwischen 15° nördl. und südl. Breite. Laubbäume der verschiedensten Arten und verschiedenen Alters drängen sich aneinander; ihre Stämme und Äste sind die Heimstätte unzähliger Pflanzenparasiten: Orchideen, Aroideen und Wurzelparasiten mit meist prächtigen Blüten; die Stämme umspinnen Lianen von Baum zu Baum, dass der Wald vollkommen undurchdringlich wird; hoch ragen die Schäfte einzelner Palmen empor, einen Wald über dem Walde bildend. In der Tropenzone aber kann man die übereinander liegenden Höhenregionen der Pflanzen alle von der Region der Palmen und Bananen bis zu den Kryptogamen der Schneeregion beobachten; so an der Südseite des Himalaya, im tropischen Andengebiet, an den schneetragenden Bergen des äquatorialen Afrika, wie es das beigefügte Bild des Kilimandscharo so schön zeigt.

Doch hält die Herrlichkeit des Pflanzenlebens keineswegs das ganze Jahr hindurch an. In der Trockenzeit verlieren viele Bäume ihr Laub, der Boden ist mit einem braunen Teppich von abgefallenen Blättern bedeckt, die übrigen Bäume, welche ihre Blätter behalten, setzen keine neuen Schüsse an; auf den Fluren sind die wallenden Gräser fahl geworden und niedergelegt. In wasserarmen Gegenden wie in den Campos Brasiliens gibt es sogar lichte Wälder (Catingas), deren Bäume insgesammt in der trockenen Jahreszeit ihr Laub verlieren. Immer öder wird der Anblick der Natur, bis unter dem Einflusse der ersten Regengüsse die Vegetation zu neuem Leben erwacht.

Wo in der Tropenzone trockene Winde herrschen und es daher nicht zu Niederschlägen kommen kann, fehlt die Pflanzendecke des Bodens fast vollständig, wie es uns die Wüstenbildungen der Sahara, Arabiens, Syriens, Mesopotamiens und Persiens zeigen, ebenso wenn hohe Gebirge den Winden alle Feuchtigkeit rauben, oder kalte Meeresströmungen kühle, relativ trockene Winde erzeugen, wie es mit der Kalahari in Südafrika der Fall ist. Doch entbehrt die letztere keineswegs vollständig der Regen, nur sind dieselben spärlich und unregelmäßig, weshalb die Kalahari keine eigentliche Wüste ist, sondern ein eigenthümliches Mittelglied zwischen Wüste, Savanne und Gesträuchsteppe bildet.

Ausgedehnte Ebenen neigen überhaupt stets zur Steppen- und Savannenbildung, weil sie sich im Sommer stark erhitzen und selbst feuchten Luftströmen, die über sie hinwegziehen, keinen Niederschlag gestatten, wozu ja eine Abkühlung erforderlich ist. Daher entbehren auch die Llanos am Orinoco, die Campos Brasiliens eines üppigen Pflanzenlebens. Die tropischen Länder, in denen es viel regnet, sagt Woeikoff, können nicht durch eine einzige Pflanze charakterisiert werden; dort ist gerade die Mannigfaltigkeit der Vegetation charakteristisch für die Klimate. Dagegen ist für das trockene Klima der Sahara, Arabiens und Mesopotamiens die Dattelpalme charakteristisch, die überall gebaut wird, wo man den Boden genügend bewässern kann. Wir können hinzufügen, dass in den Grasebenen am Orinoco die Mauritiapalme eine ähnliche Rolle spielt; seit den Reisen Humboldts hat sich, wie Karl Sachs constatiert hat, ihre Zahl dort sehr ansehnlich vermehrt.

Nachdem im Vorangehenden der allgemeine klimatische Charakter der Tropenzone gekennzeichnet worden, wenden wir uns einer Betrachtung der einzelnen tropischen Gebiete zu und beginnen mit Afrika, um von diesem aus ostwärts die übrigen Tropenländer der Erde zu durchwandern.



Palmen und Schnee.

Der Kilima-Ndscharo von oberhalb Moschi aus gesehen. (Nach H. H. Johnston.)



Afrika ist der wärmste aller Erdtheile, da er fast vollständig zwischen den Jahresisothermen von 20° C. liegt; nur mit seinen nördlichsten und südlichsten Theilen reicht er in die subtropische Zone hinein. Das heißeste Gebiet, wo die mittlere Jahrestemperatur bis 30° C. steigt, liegt aber nicht unter dem Äquator, sondern nördlich von demselben. Es hängt dies mit der Vertheilung des Regens im Erdtheile zusammen; die trockene Jahreszeit ist für den größten Theil des Continentes die heiße. Fast ganz Afrika hat entweder tropische Regen oder nahezu keinen Regen, nur der nördliche Küstensaum, sowie ein kleiner Theil des Caplandes hat ein anderes Regenregime, nämlich vorwiegende Winterregen.

Zwischen etwa 18° nördl. Br. und 20° südl. Br. liegt das Gebiet der tropischen Regen, welche, dem höchsten Stande der Sonne folgend, das Jahr in eine trockene und eine nasse Jahreszeit eintheilen. Theoretisch umfasst die Regenzeit im nördlichen Gebiet die Monate April bis October, im südlichen Gebiete die Monate October bis April, erscheint aber selbstverständlich je nach der Breite modificiert. Die während der Regenzeit niedergehenden Regenmassen verursachen die großen Schwellungen der aus diesem Gebiete herabkommenden Flüsse; sie drücken aber auch in Verbindung mit der höheren Lage die Temperatur herab. In einer schmalen Zone am Äquator regnet es zu allen Jahreszeiten, am stärksten jedoch zur Zeit der Äquinoctien. Nur in den Monaten des höchsten Sonnenstandes liegt der tropische Regengürtel fast ganz auf einer Hemisphäre, auf der nördlichen im Juli, auf der südlichen im Jänner. In der Zwischenzeit verschiebt sich derselbe, im Norden an Raum gewinnend, was er im Süden verliert. Während das ganze Quellgebiet des Weißen Nils bis zur Einmündung des Sobat bereits Ende März Regenzeit hat, tritt dieselbe an der Südgrenze des Sudans erst anfangs Mai ein, und erst im August, nachdem die Sonne ihren höchsten Stand im Wendekreis des Krebses wieder verlassen hat, beginnt die Regenzeit für den Nordrand des Sudans und dauert hier auch nur wenig über ein bis zwei Monate. In den Gebieten niedrigerer Breite heben sich dagegen in der länger andauernden nassen Jahreszeit zwei Perioden stärkerer Niederschläge ab, die durch einen verhältnismäßig trockenen Zeitraum getrennt sind; der letztere ist um so länger, je weiter die Gegenden von den Wendekreisen entfernt liegen. In solchen Gegenden kann man somit eine große und eine kleine Regenzeit, wie eine große und eine kleine Trockenzeit unterscheiden. Doch berühren sich die verschiedensten Verhältnisse vielfach innerhalb enger Grenzen. So gibt es an der Congomündung nur vier Regenmonate: November, December, Februar, März, mit einer dazwischen liegenden Trockenpause im Jänner. Höher hinauf am Strome fällt die große Trockenzeit in die Monate Juni bis September, die kleine Trockenzeit in den Jänner; die Monate Februar bis Mai stellen die große, die Monate October bis December die kleine Regenzeit dar. Am Stanley-Pool tritt die Trockenpause im Jänner nicht mehr ein, man kann nur mehr eine Trockenzeit von vier und eine Regenzeit von acht Monaten unterscheiden. Noch höher hinauf, in der Nähe der Linie, ist die Trockenzeit auf den Monat Juli zusammengeschrumpft und es regnet in den elf übrigen Monaten des Jahres.

An der Küste nehmen die Regenmengen und die Zahl der Regentage mit zunehmender Breite ab. In Senegambien und Sierra Leone gibt es nur eine Regen- und eine Trockenzeit, ein wenig landeinwärts sinkt die Zahl der jährlichen Regentage auf 100 im Durchschnitt herab. In Liberia sind die beiden Hauptjahreszeiten durch eine kurze Übergangsperiode voneinander geschieden, in welcher heftige Gewitter an der Tagesordnung sind. Das Klima von Oberguinea, das im ganzen für eine äquatoriale Küstenregion kühl ist, trägt im Durchschnitt einen

sehr regelmäßigen Charakter; die Regenzeiten sind doppelt, die Windrichtung vorherrschend Südwest. Hier wie in Senegambien weht in der Trockenzeit der zwar kühle, aber ungemein trockene Harmattan aus Osten her als ungünstig wirkender Landwind (vgl. S. 206). Unter seiner Herrschaft sind die Morgen und Abende kühler, die Mittage heißer, die tägliche Variation also größer; auf die mittlere Temperatur hat er fast keinen Einfluss. An der Küste von Niederguinea wird die Temperatur in der Trockenzeit durch die Benguelaströmung abgekühlt.

Von den Inseln vor Afrikas Westküste sei bemerkt, dass die dem Festlande nahe gelegenen Guineainseln ein ungemein heißes und feuchtes Klima haben, daher mit der üppigsten Vegetation geschmückt, aber äußerst ungesund sind. Ascension und St. Helena liegen im Herzen des Südostpassates; ersteres hat auffallend wenig Regen, letzteres eine auffallend niedrige Temperatur wegen der aus Süden kommenden Driftströmung. Die Capverden schließen sich ganz der Küste Senegambiens an, die oceanische Umgebung verändert aber die Schwankungen der Temperatur und Feuchtigkeit. Ein wunderbar schönes Klima besitzen die Canarischen Inseln; das Thermometer sinkt am Meere nie unter 17° C., weshalb sie sich als Aufenthaltsort für Brustkranke und Nervenleidende vortrefflich eignen; nur über 1600 *m* fällt bisweilen Schnee. Während die westlichen Inseln eine üppige Pflanzenwelt aufweisen, leiden die östlichen sehr unter Dürre.

Sehr verschieden von dem Klima der afrikanischen Westküste ist das der Ostküste. Da hier polare Meeresströmungen mit ihrer mildernden Wirkung fehlen, ist die Temperatur eine wesentlich höhere. Der nördliche Theil steht auch nicht unter der Herrschaft des Passates, sondern in der einen Jahreshälfte unter der des Monsuns. In die Monate seines Wehens (März bis October) fällt die Regenzeit der Ostküste. Das Klima der letzteren ist äußerst ungesund; ein wenig besser steht es mit der Insel Sansibar, wo sowohl die tägliche als auch die jährliche Wärmeschwankung sehr gering ist. Auffällig in dem Gebiete zwischen der Sansibarküste und dem Tanganyikasee ist eine für Afrika ungewöhnliche Trockenheit der Luft in den Monaten Juni bis November, eigenthümlich das Auftreten sturmartiger Winde im Juni und Juli. Die größte Hitze herrscht wohl im südlichen Theile des Rothen Meeres und auf seinen pflanzenleeren Gestaden. Nach Ernst Haeckel steigt hier in den Sommermonaten das Thermometer um Mittag im Schatten auf nahezu 50° C. Es ist daher begreiflich, dass auf den Dampfern, welche das Rothe Meer befahren, als Heizer nur Neger aus Sansibar oder dem Sudan verwendet werden. Der heißeste Ort nicht bloß hier, sondern auf der ganzen Erde ist nach den bisherigen Beobachtungen Massaua, wo das Jahresmittel 30·2° C.,[1]) die Jännertemperatur 25·4°, die Augusttemperatur 34·7° C. beträgt. Die Extreme der Lufttemperatur sollen nach Gerhard Rohlfs 54 bis 56° C. erreichen. Das Hochland Abessinien, welches sich deutlich in drei Klima- und Pflanzenregionen gliedert, nimmt in der untersten derselben an dem hochtropischen Klima des Küstenlandes theil, während die mittlere gemäßigt, die oberste sogar fast kühl ist.

Madagaskar hat eine ausgesprochene Regenzeit, die vom October oder November bis zum April dauert; von April bis Mitte November weht der Südostpassat mit kühlerem Wetter. Doch bieten die beiden Seiten der Insel große Unterschiede in Bezug auf die Regenmenge dar; da der Passat von Südost her die dicht bewaldeten Berghänge trifft, regnet es an der Osteite viel mehr als im

[1]) So nach den neuesten Beobachtungen der Italiener nach der Besetzung von Massaua, während die Angabe auf S. 74 auf älteren Beobachtungen beruht.

Innern und an der Westseite. Auf den Comoren ist kein Monat regenlos, auf den Seychellen dagegen bilden die Monate August bis October eine Art Trockenzeit, und in die Monate Jänner und Mai fallen die Regenmaxima. Die Mascarenen haben eine Trocken- und eine Regenzeit, September und October sind die trockensten Monate. Namentlich Mauritius hätte ein ganz angenehmes Klima, wenn hier nicht die furchtbaren „Mauritiusorkane" im Sommer der südlichen Hemisphäre auftreten würden (vgl. S. 231 und 234.)

Die klimatischen Verhältnisse des innern Afrikas sind noch nicht vollständig zu überblicken; doch besitzen wir über das Congogebiet, das Tsadseebecken und namentlich die vormalige ägyptische Äquatorialprovinz nähere Mittheilungen. In der letzteren herrscht sehr hohe Sommertemperatur, dabei ist die tägliche Wärmeschwankung stark, die Nächte sind kalt. Während der Regenzeit ist die Luft außerordentlich feucht, zuweilen selbst gesättigt. Auch am Tsadsee, wo fast ununterbrochen Ostwind weht, ist die tägliche Wärmeschwankung viel größer als an der Küste. Als das nördlichste Gebiet tropischer Regen ist Oberägypten anzusehen, doch fehlt daselbst die Regelmäßigkeit niedrigerer Breiten derart, dass sehr regenreiche Jahre mit ganz regenlosen wechseln. Erst im nördlichen Nubien kann von einer eigentlichen Regenzeit die Rede sein, doch ist dieselbe nur von kurzer Dauer, selbst in Chartum währt sie kaum drei Monate, im benachbarten Darfur aber bereits vier Monate. In äquatorialer Richtung vertheilen sich die Niederschläge im Innern des Continentes immer gleichmäßiger über das ganze Jahr, und diese Verhältnisse herrschen bis zum Südufer des Victoria Nyanza. Weiter südlich und westlich finden wir aber wieder echt tropische Regenvertheilung. Im Gebiete des Lualaba fällt die eigentliche Regenzeit zwischen Ende October und Mitte Mai, gegen den Zambesi hin treten wieder zwei Regenmaxima hervor. Am Oberlauf des Niger gibt es eine einmalige Regenzeit, welche nordwärts sich immer mehr verkürzt, so dass sie in Timbuktu nur mehr zwei Monate, August und September, währt. Ähnlich wie im nördlichen Theile scheint es sich auch in dem innerafrikanischen Gebiete zwischen dem Äquator und dem Wendekreise des Steinbockes zu verhalten.

Nördlich vom Sudan liegt die ausgedehnteste Wüste der Erde, die Sahara. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Wüste infolge des äußerst trockenen Klimas entstanden ist; wo eine künstliche Bewässerung möglich ist, dort ist der Boden der Sahara sehr productiv. Mit Recht hat man darauf hingewiesen, dass das Klima in früheren Zeiten ein anderes gewesen sein müsse. Zahlreiche, heute trockene Flussthäler (Wadis) führen von den Gebirgen im Innern zum Mittelmeer, zur atlantischen Küste, zum Niger und Tsadsee und selbst zum Nil. Elephant, Flusspferd und Krokodil fanden sich vormals am Nordrande Afrikas. Die Garamanten haben mit Pferden Reisen und Kriegszüge unternommen, während heutzutage ein größerer Trupp Pferde die Sahara nirgends passieren kann. Die kolossalen Bauwerke der alten Ägypter, welche jetzt inmitten der Wüste stehen, sowie zahlreiche und ausgedehnte Ruinen im südlichen, heute völlig „verwüsteten" Algerien beweisen, dass in diesen Gegenden einst Menschen bequem leben konnten. Doch beziehen sich diese Zeugnisse nur auf Theile der Sahara, und für diese kann man immerhin mit Oskar Lenz annehmen, dass daselbst infolge von Entwaldung allmählich ein Verkarstungsprocess vor sich gegangen sei. Die Hauptursache bleibt doch immer das trockene Klima. Dieses zu erklären, betrachtet Woeikoff Sommer und Winter getrennt, da er die Ansicht, die Sahara liege im Bette trockener Landwinde, die aus Asien kommen, nicht theilt. Fast alle Reisenden sprechen auch nicht von Nordostwinden, sondern bezüglich der nördlichen Sahara nur von Nord- und Nordwest-

winden; in der westlichen Sahara hatte Lenz bis weit nach Süden hin ausschließlich angenehm kühlende Nordwestwinde, und erst später traten die heißen Südwinde auf. Woeikoff weist nun darauf hin, dass im Winter ein relativ hoher Luftdruck an der Nordgrenze der Sahara, ungefähr bei 30° nördl. Br., existiert. Von dort fließt die Luft nach Norden ab, d. h. zum Mittelländischen Meer, aber nicht beständig; nach Süden, d. h. nach der Mitte Afrikas hin, ist diese letzte Luftströmung auch ein trockener afrikanischer Wintermonsun. Er ist trocken, weil er im trockenen Klima beginnt und beständig in wärmere Gegenden bringt, daher sich vom Sättigungspunkt entfernt. Im Winter ist sowohl der Sudan trocken, als auch die Sahara. Im Sommer befindet sich das Gebiet des niedrigen Luftdruckes an der Grenze der Sahara und des Sudans, und dabei ist es wahrscheinlich, dass er im Osten niedriger ist als im Westen; auf dem Mittelmeer und dem Atlantischen Ocean ist der Luftdruck höher, und der Wind weht vorerst nach dem nördlichen Theile der Sahara. Die Luft ist anfangs feucht, aber da es in der Sahara im Sommer viel wärmer ist als auf den Meeren und dabei noch die Luft trocken, so entfernt sie sich schnell vom Sättigungspunkt und erscheint trocken. Der Wind weht in der Sahara nicht beständig von Norden, es kommen auch von Süden wehende Winde vor, besonders im Frühling.

Es ist begreiflich, dass es keine längeren Beobachtungen im Centrum der Sahara gibt, daher kann man auch nicht entscheiden, wo namentlich im Sommer die höchste Temperatur herrscht. Die Bodenoberfläche kann sich bis 70° C. und höher erwärmen, und wenn der Wind den glühenden Sand emporhebt, erwärmen die Sandtheilchen noch die benachbarten Lufttheilchen. Lufttemperaturen von 50° C. werden nicht selten beobachtet. „Hier ist die Erde Feuer, der Wind eine Flamme." Als Maximum gilt die in Mursuk (Fezzan) im Schatten beobachtete Lufttemperatur von 56·2° C. Die höchste Steigerung erfährt die Hitze der Luft, wenn der Glutwind der Wüste, der Samum (der Chamsin Ägyptens) sich erhebt (vgl. S. 204 ff.). Bekanntlich kann derselbe durch das rasche Austrocknen der Wasserschläuche und Brunnen den Karawanen sehr gefährlich werden.

Nach dem verschiedenen geologischen Bau und der landschaftlichen Configuration kann man drei typische Formen in der Sahara unterscheiden. Weitaus am verbreitetsten tritt die Plateauwüste oder Hammâda auf, eine ebene, steinige Fläche ohne nennenswerte Erhebungen oder Einsenkungen, ohne Brunnen oder Wasseradern, ganz ohne Vegetation. Unsere Abbildung stellt eine Partie der Hammâda bei Biskra am Südfuße des Atlasgebirges dar. Reichlich verstreut über die ganze Sahara finden sich Depressionen von größerem oder kleinerem Umfange, welche die sogenannte Erosionswüste (Sebcha, Djûf, Hofra, Daja, Schott) charakterisieren. Wo der Boden der Depression nicht übermäßig salzig und die Bewässerung reichlich ist, da wandelt sie sich zur Oase um, und in dieser ist wunderbare Fruchtbarkeit meist mit größter Sterilität vereint. Die eigentliche Sand- oder Dünenwüste (Erg, Mehrzahl Areg) ist die trostloseste und furchtbarste aller Wüstenformen, denn hier gesellt sich zur Unfruchtbarkeit des Bodens auch noch die Unbeständigkeit desselben. (Über die Dünenbildung vgl. S. 184 ff.) Als vierter Typus ließe sich nach K. Zittel noch die Gebirgswüste beifügen; denn die zum Theile hohen Gebirgslandschaften im Centralgebiet der Sahara sind vorwiegend sterile Plateaus von abschreckender Wildheit; nur in den tiefeingerissenen engen Thälern, wo sich Flüsse und Seen finden, gibt es Vegetation und ist Menschenleben möglich.

In diesen centralen Berggruppen sind die Regen relativ reichlich. Aber auch in den übrigen Theilen ist die Sahara nicht vollkommen regenlos, ja Woeikoff bezweifelt, dass es einen Ort gibt, wo es niemals regnet. Die Regelmäßigkeit der



Partie der nördlichen Sahara bei Biskra. (Nach einer Photographie.)



meteorologischen Erscheinungen wird bisweilen hier, und dort gestört, und einmal in einigen Decennien fällt ein heftiger Platzregen und füllt die trockenen Wadis an. Außer diesen seltenen Erscheinungen bringen die Winterregen des Mittelmeeres nach dem Norden der Sahara (z. B. in Mursuk sind sie nicht selten), von Süden die Regen des sudanesischen Monsuns (bis 20° nördl. Br. und bisweilen weiter). Auch in Ägypten herrscht Regenarmut, und ohne Nil wäre es eine Wüste. In Suez beträgt die jährliche Regenmenge nur 3 *cm*. Infolge der Trockenheit der Luft und der starken Ausstrahlung ist die südliche Sahara im Winter kälter als die Gestade des Mittelmeeres, und Fröste sind nicht selten. Die tägliche Amplitude ist so groß, dass nur Tibet und überhaupt die hohen, trockenen Hochebenen Asiens hierin die Sahara übertreffen.

Von Afrika wenden wir uns Asien zu. Etwa ein Achtel dieses Erdtheiles liegt in der heißen Zone. Doch müssen wir hier zwischen dem Westen, welcher gleich der Sahara dem großen Wüstengürtel der alten Welt angehört, und dem größeren Osten, welcher unter der Herrschaft der Monsune steht, unterscheiden. Der genannte Wüstengürtel erstreckt sich über den größten Theil Arabiens, über Syrien, Mesopotamien und das Hochland von Iran, ja er reicht sogar auch nach Indien hinein; es herrschen daselbst ähnliche Verhältnisse wie in der Sahara, hohe Temperatur und große Regenarmut charakterisieren im allgemeinen dieses ganze Gebiet. Hier findet man die heißesten Landstriche Asiens, als welche das untere Mesopotamien, einige Gebiete von Arabien und Südpersien, sowie in der Indischen Wüste Tharr am unteren Indus gelten. Etwas niedriger sind die Temperaturen in Syrien und im nördlichen Iran. Der Sommer ist regenlos, wogegen der Winter reichliche Niederschläge bringt. Dies gilt auch von dem äußersten Norden Arabiens, insoferne es bereits Winterregen besitzt, aber nur in geringer Menge. Sie sind reichlicher in der inneren Gegend von Nedschd, etwas weiter nach Süden. Im Südwesten nähern sich die Berge um Mokka dem Klima des Sudans, d. h. es kommen regelmäßige tropische Regengüsse in den Bergen vor. Südostarabien befindet sich schon unter dem Einflusse der Monsune, aber sie bringen in den Sommermonaten wenig Regen. Eine Ausnahme bildet Maskat, welches sich klimatisch schon entschieden subtropisch verhält. Alles übrige Arabien ist Wüste. Hier wie in Syrien tritt der Samum auf, und auch die anderen Länder haben ihre Wüstenwinde, wie z. B. Mesopotamien (vgl. S. 207 f.).

Für ganz Persien ist die Geringfügigkeit der fast ausschließlich in die drei Wintermonate December, Jänner und Februar fallenden atmosphärischen Niederschläge, die im südwestlichen Theile höchstens 25 *cm* im Jahre betragen, und die excessive Sommerhitze bei verhältnismäßig kühlen, ja selbst kalten Wintern charakteristisch. Die Sommerhitze ist wegen der großen Luftfeuchtigkeit an der Küste nahezu unerträglich, wogegen auf den Plateaus des Innern bei trockener Luft auch sehr hohe Wärmegrade gar nicht drückend empfunden werden. Dabei sind dort die Nächte erquickend kühl, weshalb man zur Sommerszeit nie anders als bei Nacht reist und besonders der Karawanenverkehr fast ausschließlich in diese Zeit fällt. Für den Europäer ist daher auch das Klima im Hochlande Persiens gesund; die Provinzen Gilan und Mazänderan aber, wo selbst die Eingeborenen an fortwährendem Fieber leiden, soll er meiden. In Afghanistan und Beludschistan herrschen ähnliche klimatische Verhältnisse wie in Persien.

Der Süden und Südosten Asiens bildet den asiatischen Monsungürtel, wo regelmäßig ein zweifacher Wechsel der Jahreszeiten eintritt. Gemeinsam ist diesem Gebiete der heitere Himmel im Winter, veranlasst durch das Vorherrschen von trockenen Landwinden, und die starke Bewölkung während der Zeit der feuchten

Monsune. Auch China und Japan gehören diesem Monsungürtel an, aber in Bezug auf die Temperaturverhältnisse ist nur der äußerste Süden Chinas tropisch, von dem hier auch die Rede sein wird. Die Hauptgebiete, auf welche sich unsere Erörterung beziehen soll, sind Vorderindien, Hinterindien und die malaiische Inselflur.

Die klimatischen Verhältnisse Vorderindiens werden zum großen Theile durch seine Bodengestalt erklärt. Der mächtige Gebirgswall des Himalaya entzieht es den Einflüssen Innerasiens, so dass keine kalten Continentalwinde die Wintertemperatur herabdrücken können. Durch die Ausbreitung der weiten hindustanischen Ebene unmittelbar am Fuße des Hochgebirges, die Plateaubildung in Dekkan und die Zuspitzung der Halbinsel nach Süden regelt Vorderindien sein Klima bis zu einem gewissen Grade unabhängig von den Nachbargebieten. Auffällig ist die außerordentliche Gleichheit der mittleren Jahrestemperatur trotz großer Breitenunterschiede; von den höher gelegenen Stationen abgesehen, schwankt dieselbe nur zwischen 22 und 28° C. (Colombo auf Ceylon unter 6° 56′ nördl. Br. = 27·4°, Bombay an der Westküste 18° 54′ nördl. Br. = 26·1°, Multan im Pendschab 31° 10′ nördl. Br. = 24·4° C.). Größer sind dagegen die jährlichen Wärmeschwankungen, welche von Süden nach Norden zunehmen; sie betragen auf Ceylon nur 2 bis 4°, wachsen mit höherer Breite allmählich und belaufen sich im Pendschab selbst auf 22° und darüber. Die kältesten Monate sind überall December oder Jänner, die heißesten April bis August, je nach der Breitenlage. Mit Rücksicht auf den Gang der Temperatur und den Regenfall unterscheidet man in Indien drei Jahreszeiten, die kühle, die Monate October bis Februar oder März umfassend, die heiße, und die Regenzeit. Die letztere wird durch den Südwestmonsun veranlasst, von dem wir bereits wissen, dass er durch das Luftdrucksminimum erzeugt wird, welches sich über Centralindien allmählich durch Erwärmung ausbildet und mehr ausdehnt, so dass die Luft über den umgebenden Meeren mit einer größeren Gewalt ins Land gezogen wird. Die Monsunregen beginnen auf Ceylon in der letzten Maiwoche und rücken rasch nach Norden fort, so dass sie Bombay schon in der ersten, Calcutta in der zweiten Woche des Juni erreichen. Nach dem Herbstäquinoctium wird der Monsun schwächer und hört Ende September oder anfangs October in den nördlichen Gebieten gänzlich auf; indem aber mit der sich wieder immer mehr nach Süden wendenden Sonne die barometrische Depression südwärts verlegt wird, empfangen die Ostküste und Ceylon noch im December und Jänner bedeutende Niederschläge. Im allgemeinen sind die Regenmengen durchgehends sehr groß; am wenigsten genetzt wird der Süden und Westen von Dekkan und der westliche Theil des Gangestieflandes mit dem angrenzenden Pendschab, am meisten die Westküste und das Land südlich vom östlichen Himalaya. Von der ungeheuren Regenmenge (1252 *cm*), welche Tscherrapundschi am Südabhang der Kassiaberge erreicht, war schon an anderer Stelle die Rede (vgl. S. 262). Der normale Verlauf der Niederschlagsverhältnisse pflegt aber alljährlich kleine Schwankungen zu zeigen, welche mitunter eine bedenkliche Steigerung erfahren. Wenn nämlich im Westhimalaya und im Pendschab, wo aus bisher noch nicht erkannten Ursachen die meisten Regen nicht im Sommer, sondern im Winter fallen, diese „Kaltwetterniederschläge" besonders reichlich auftreten, erzeugen sie daselbst eine starke Abkühlung und Verdichtung der Luft, welche trockene Nordwestwinde nach dem Osten entsendet und dadurch den Zutritt des Monsuns weithin absperrt. Dürren und Missernten sind die unmittelbaren Folgen davon.

Schon mit dem Eintritt der Regenzeit beginnt sich die Vegetation in üppigster Weise zu entfalten, die Gärten verwandeln sich in eine wuchernde Wildnis, niedrig

gelegene, trockene Plätze in morastige Sümpfe. Die Temperatur, wohl erheblich gesunken, ist dennoch sehr hoch, und die warme Nässe beginnt alsbald ihr Zerstörungswerk in allem, was Vegetation heißt; scharfe, faulige Dünste erfüllen die Luft, die prächtigsten Blumenanlagen athmen einen Pesthauch aus. Deshalb sind die Wohnhäuser der Europäer in Indien von großen, vollkommen kahlen Höfen rings umgeben, da Gärten in der Regenzeit übelriechende Brutstätten giftiger Miasmen sind. Die nasse Jahreszeit bringt die so gefürchtete Malaria, infolge deren die Sterblichkeit bedenklich steigt. Wer es kann, sucht daher die im Gebirge gelegenen Gesundheitsstationen auf, deren Wirkung sich in vorzüglicher Weise bewährt hat.

In Hinterindien sind die klimatischen Verhältnisse recht verschieden, wiewohl durchgängig ein heißfeuchtes, von den Monsunen beherrschtes Seeklima zu beobachten ist. Siam ist wohl das gesündeste Land der Halbinsel. Die heißeste Zeit des ganzen Jahres ist der Anfang des April; aber in demselben beginnt auch die Regenzeit, und damit die Aussaat des Reises. Am meisten regnet es im Mai und im September, im August lässt der Regen nach, erst im November mit Eintritt des Nordostmonsuns endet die Regenzeit. Es beginnt die kühle Jahreszeit, welche bis Ende Februar dauert; der Jänner ist der kühlste Monat. Im April tritt häufig die Ruhr auf, im Juni herrscht in den Dschungeln das Fieber, aber im nahen Gebirge kann man sich diesen Gefährdungen der Gesundheit leicht entziehen. In Cochinchina liegen die Land- und Seewinde im Kampfe mit den Monsunen; drei Monate hindurch fällt gar kein Regen. Höchst ungesund, ja mörderisch ist das Klima von Tongking.

Von China gehört nur ein kleiner Theil zur Tropenzone; hier ist die ungewöhnliche Trockenheit des Nordostmonsuns bemerkenswert, der auch mitunter vorbeigehend die Temperatur tief herabdrückt und dadurch an den Pflanzen bedeutenden Schaden anrichtet. Die Gewässer in der Umgegend von Canton bedecken sich unter seiner Einwirkung nicht selten mit Eis, was in sternhellen Nächten selbst schon im November der Fall ist.

Auf den Philippinen herrscht ein echt tropisch-insulares Klima, denn Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Regenmenge sind sehr bedeutend, die Wärmeschwankungen sind gering. Man kann eine trockene und eine nasse Jahreszeit deutlich unterscheiden; in Manila währt die erstere vom November bis Juni. Die Windrichtung umwandert im Laufe eines Jahres die ganze Windrose, ist aber eine äußerst regelmäßige. Die vorherrschenden Richtungen sind Nordost und Südost. Beim Monsunwechsel, d. i. im Früh- und Spätjahr, treten furchtbare Wirbelstürme auf, hier Baquios genannt.

Das hinterindisch-australische Tropengebiet, innerhalb dessen im Sommer ein Nordwestmonsun als Regenwind auftritt, umfasst die südliche Hälfte von Sumatra und Borneo etwa vom Äquator an, die übrigen Sundainseln mit Neuguinea, Nordaustralien etwa bis 20° südl. Breite, nach Osten hin noch die Salomonsinseln und die Neuen Hebriden. Die Temperatur im Indischen Archipel ist die gleichmäßigste, die wir auf der Erde kennen; die Differenz der Monattemperaturen ist sehr gleichförmig 1°, weiter im Osten 2°, erst im australischen Tropengebiet wächst die jährliche Wärmeschwankung nach Süden hin immer mehr und erreicht an der Grenze der Tropen 12°. Auch die Luftfeuchtigkeit ist eine constante und hohe. Auf sämmtlichen niederländischen Inseln sind die jahreszeitlichen Übergänge verwischt, der Unterschied zwischen Trocken- und Regenzeit tritt nicht scharf genug hervor, ja in Neuguinea fällt das ganze Jahr hindurch eine große Regenmenge. Schärfer sind die Gegensätze im westlichen Theile des Gebietes, wie

z. B. auf Java, dessen klimatische Verhältnisse man begreiflicherweise am besten kennt. Von October bis April weht hier der Nordwestmonsun, zuweilen mit einem Westwinde wechselnd; das ist die Hauptregenzeit. In den übrigen Monaten herrscht der Ostmonsun, der auch zuweilen Regen bringt, meist aber Trockenheit erzeugt. Der Westen hat eine viel größere Regenmenge (Buitenzorg 521 *cm*, Unarang 518 *cm*), als der Osten (Besuki 123, Probolingo 122 *cm*), die Gebirgsgegenden eine bedeutend größere als die Niederung. In den höher gelegenen Gebieten ist das Klima gesund, in den tieferen Lagen verfällt man leicht dem Malaria- und Wechselfieber, der Eingeborene bei unpassender Lebensweise der gefährlichen Beri-beri-Krankheit, einer mit wassersüchtigen Aufschwellungen verbundenen Lähmung der unteren Gliedmaßen.

Der Nordwestmonsun bringt als Regenwind tief in das Innere des australischen Festlandes ein; erst bei 18° südl. Breite verliert die Regenperiode allmählich ihren tropischen Charakter. Doch bleiben längs der ganzen Ostküste Australiens die Sommerregen vorherrschend, wenn auch mit wachsender Breite die Regenmenge des Sommers abnimmt, die des Winterhalbjahres etwas zunimmt. Von der Ostküste nach Westen hin verringert sich die jährliche Regenmenge sehr bedeutend, ebenso von Nord nach Süd, so dass sie im Innern auf ein Minimum herabsinkt. Während dieselbe in Somerset an der Spitze der York-Halbinsel 221 *cm*, in Brisbane an der Ostküste 123 *cm* beträgt, sinkt sie am Überlandtelegraphen unter 20·5° südl. Br. auf 41, unter 27·7° gar auf 13 *cm* herab. Diese Regenarmut erinnert an Innerspanien und die Ufergegenden des Kaspischen Meeres. Daher sind auch die inneren Flächen Australiens größtentheils Wüsten, meist mit steifen, stechenden Grasarten bedeckt.

Polynesien gehört fast ausschließlich der Tropenzone an, nur von den französischen Besitzungen liegen einige schon in der südlichen gemäßigten Zone. Noch größer aber als die Breitenerstreckung dieser ungeheuren Inselflur ist die Längenerstreckung. Daher erklärt es sich, dass der nordwestliche Theil derselben noch unter der Herrschaft des südasiatischen Südwestmonsuns, der südwestliche Theil unter der des australischen Nordwestmonsuns steht, während im eigentlichen pacifischen Gebiete der Nordostpassat der nördlichen und der Südostpassat der südlichen Hemisphäre herrscht. Letzterer ist aber nur im Winter (der südlichen Hemisphäre) normal entwickelt, in den übrigen Jahreszeiten, namentlich aber im Sommer, ist die regelmäßige Passatzone in der Mitte des Oceanes durch ein von Nordwest nach Südost verlaufendes 20 bis 30° umfassendes Band in zwei Theile getrennt. In diesem Mittelraume theilen hauptsächlich nordöstliche und nördliche Winde mit dem Passat die Herrschaft, oder es treten Windstillen auf. Hierher gehören die Fidschiinseln, die Samoa-, dann die Gesellschaftsinseln und der Archipel der Niedrigen Inseln. Die Marquesasinseln liegen an der Grenze schon im ungestörten Passatgebiet. Außer den Passaten übt auch noch die Meerestemperatur, welche durchaus niedrig ist, einen mildernden Einfluss. Daher sind die jährlichen Wärmeschwankungen sehr gering. In Honolulu auf den Sandwichinseln beträgt die Jahrestemperatur 24·1°, die Temperatur des wärmsten Monates (August) 26·2°, die des kältesten (Jänner) 21·8. Noch geringere Differenzen zeigt Apia auf den Samoainseln, wo bei einer Jahreswärme von 25·7° einem Juli von 24·1° ein December von 26·7° gegenübersteht. Es findet also hier nicht nur ein ewiger Sommer statt, sondern ein beständig milder und angenehmer; die Inseln Polynesiens haben zumeist ein warmes echtes Seeklima.

Doch finden sich in Bezug auf die Niederschläge bemerkenswerte Gegensätze. Denn die niedrigen Inseln leiden oft an Trockenheit, während die hohen leichter

die Dämpfe, welche der Passat mit sich bringt, an sich niederschlagen. Aber auch hier macht sich die Einwirkung der Lage bemerkbar. Die Luvseite der hohen Inseln ist die feuchte Seite mit üppigster Vegetation, die Leeseite hat eine kürzere Regenzeit, welche mit dem höchsten Sonnenstande zusammenfällt, und leidet örtlich an Dürre. So beträgt der Regenfall in Qara Valu auf der Fidschiinsel Taviuni, welches dem Südostpassat voll ausgesetzt ist, 628 *cm*, in Delnasau auf der Fidschiinsel Vanua Levu im Windschatten des Passates nur 272 *cm*. Die Niederschlagsverhältnisse bedingen auch die Verbreitung der Hauptnahrungspflanzen; während der Brotfruchtbaum für viele der hohen Inseln in erster Linie steht, ist die Cocospalme auf den niedrigen Inseln oft der einzige Baum. Im Sommer (December bis März) treten in der Gegend der Fidschi- und Samoainseln zuweilen Wirbelstürme auf, weiter nach Osten scheinen die Cyclonen in diesen Breiten fast ganz zu fehlen.

Das Tropengebiet Amerikas wird gleich dem Afrikas durch den Äquator derart getheilt, dass seine Breitenerstreckung von da aus nach Nord und Süd fast dieselbe ist. Aber während sich Afrika als eine kolossale ungegliederte Continentalmasse darstellt, sehen wir Amerika gerade in tropischer Breite durch ein großes inselreiches Binnenmeer tief eingeschnitten, so dass nur eine schmale Länderbrücke übrig bleibt, welche den Norden und Süden Amerikas miteinander verbindet. Aber auch der verticale Aufbau beider Erdtheile ist sehr verschieden. Die auf der Westseite Amerikas hochaufgethürmten Anden, das an ihrem Ostfuße in Südamerika sich ausbreitende Tiefland, die gesonderten niedrigeren Hochlandschaften im Osten gewähren dem Reliefbild des tropischen Amerika eine viel größere Mannigfaltigkeit, als sie das so einförmig aufgebaute Afrika besitzt. Daher werden sich auch die klimatischen Verhältnisse dieser beiden Ländermassen voneinander wesentlich unterscheiden. Leider sind wir über das Klima des tropischen Amerika, obwohl dasselbe civilisierten Staaten angehört, im allgemeinen viel weniger unterrichtet, als selbst über centrale Theile Afrikas. Es lassen sich demzufolge auch bisher die klimatischen Verhältnisse desselben in übersichtlicher Weise nicht zur Genüge darstellen und nur einige gemeinsame Gesichtspunkte gewinnen. Die Temperatur bleibt hinter der der heißen Zone anderer Erdtheile nicht zurück. Im Sommer lagert ein Wärmemaximum über dem Golf von Mexiko und erstreckt sich sogar bis in die gemäßigte Zone hinein; gegen den Herbst hin wandert das Maximum nach Südamerika hinüber und überschreitet später den Äquator. Infolgedessen kann im Winter die nordamerikanische Wärmedepression über die Grenze des Tropengürtels hinübergreifen und veranlasst unregelmäßige Temperaturschwankungen von außergewöhnlicher Größe in Mexiko und Centralamerika. Die Ostküste von Südamerika ist gleichmäßig temperiert; landeinwärts aber scheint sich der Gegensatz zwischen Küsten- und Binnenklima überall stark bemerkbar zu machen. Auch die Niederschläge des tropischen Amerika entbehren jener Gleichförmigkeit, welche das tropische Afrika auszeichnet. Während Mexiko eine Regen- und eine Trockenzeit hat, besitzen Mittelamerika und die Cordilleren größtentheils die zwei dem Zenithstande der Sonne entsprechenden Regenperioden; die Küste von Guyana weist ein doppeltes Regenmaximum auf, die Ostecke von Südamerika gewinnt durch vorherrschende Winterregen schon einen subtropischen Charakter, aber weiter südlich verwischt sich dieser wiederum, und in Rio de Janeiro unter dem Wendekreis des Steinbockes regnet es zwar in allen Jahreszeiten, am meisten jedoch im Sommer. Im Innern Südamerikas, östlich von den Anden, bewirkt vor allem die jahreszeitliche Vertheilung der Regen den Unterschied in der Pflanzendecke; im Urwaldgebiete (der „Hyläa") regnet es fast jeden Tag, und die Jahreszeiten sind nur nach der

Menge der Niederschläge zu unterscheiden; soweit aber die Regenfälle auf eine Jahreszeit concentriert sind, herrscht die Steppenform. Fast regenlos ist der Landstrich an der Westküste Südamerikas südwärts von der Punta Pariña (4° südl. Br.) bis etwa 28° südl. Br.; der tropische Theil desselben endet aber schon vor Lima. Die große Regenarmut rührt von dem kalten peruanischen Meeresstrome her, welcher diese Küste bespült, im Norden durch den Vorsprung der Punta Pariña aber nach Westen von der Küste wieder abgelenkt wird. Dieser Strom bewirkt einen starken Luftdruck über der Meeresfläche, während die Höhe der Anden einen Austausch zwischen der schweren Luft und dem Continente verhindert. Anderseits sind die Plateaumassen Perus und Boliviens nicht beträchtlich genug, um ihrerseits eine so starke Luftcirculation hervorzurufen, welche die wärmeren und feuchteren Luftmassen jenseits der kalten Strömung noch gegen die Küste in Bewegung setzen könnten. Dazu kommt, dass die Passatwinde, welche über die argentinische Ebene den Südostrand Boliviens noch kräftig befeuchten, dort ihres Wassers beraubt werden und daher auch als trockene Winde im Westen ankommen. Der kalte Meeresstrom ist es auch, welcher die Temperatur der Westküste so beträchtlich herabdrückt, dass die Isotherme von 20° C. dieselbe schon in einer Breite von 12° schneidet.

Dieser allgemeinen Charakteristik des amerikanischen Tropenklimas mögen einige Details über die einzelnen Ländergebiete folgen. Mexikos Klima hängt weit mehr von seiner verticalen Gestaltung als von seiner geographischen Lage ab. Wohl umfasst das Land drei Höhenstufen mit drei verschiedenen Klimaten, die Tierra caliente, templada und fria (vgl. S. 134), aber den größten Theil seiner Oberfläche bilden Hochebenen von mehr als 1900 *m* Seehöhe, auf denen ein mildes, mehr italienisches als äquatoriales Klima herrscht. Die heißen Landstriche an der Küste, welche viel von Malaria-, Wechsel- und gelbem Fieber heimgesucht werden, sind nur schmal, sonst ist das Klima gesund, namentlich in der Tierra templada. Auf der obersten Stufe (der Hochfläche von 1900 bis 2500 *m* Höhe) wird es im Winter empfindlich kalt, das Thermometer sinkt auf 0°, und erst Mitte Jänner ist die Zeit der Schneeregen vorüber. Doch bleibt trotzdem das Klima im allgemeinen angenehm und gesund und die Mitteltemperaturen zeigen keine großen Schwankungen. Dagegen sind die unregelmäßigen Temperaturschwankungen im Winter Mexikos und Centralamerikas groß. In der Hauptstadt Mexiko (2266 *m* über dem Meere) beträgt die mittlere Jahrestemperatur 16·4°, die Mitteltemperatur des kältesten Monates (Jänner) 12·5°, die des wärmsten (Mai) 19·6°. Über den höchsten, zumeist kahlen Hochflächen erheben sich die majestätischen vulcanischen Kegelberge Mexikos, deren Gipfel bis in die Schneeregion emporragen (Citlaltepetl 5450 *m*, Popocatepetl 5420 *m*, Iztaccihuatl 5205 *m*). Die Regenzeit (Estacion de las aguas) beginnt am Ostabhange oft schon im April, später auf den Plateaus und in den Tiefebenen, mit Anfang Juli ist so ziemlich die ganze Äquinoctialgegend in die Zeit der Regen eingetreten. Im Juli oder August tritt öfter eine längere Unterbrechung des Regens ein, und Mitte October hören die Niederschläge ganz auf. In der darauffolgenden Trockenzeit, dem Sommer (Estacion secca, el Estio), kommen nur vereinzelte Gewitter vor. Stürme sind nicht selten. Im mexikanischen Golfe treten zur Sommerszeit die Turbonadas, kurz andauernde, heftige Gewitterstürme auf. Ihnen ganz ähnlich sind die zwischen October und Mai sich einstellenden Papagallos und Tehuantepeques. Am verheerendsten aber sind die glücklicherweise selteneren Huracanes, die eigentlichen Wirbelstürme (vgl. S. 224 ff.). In den Gebirgen des Festlandes trifft man oft ungeheure Waldstrecken, deren selbst mehrere Meter im Umfange messenden Bäume, entwurzelt, abgesprengt und tausend-



Der Popocatepetl in Süd-Mexiko.

(Nach einer Photographie.)



fältig zerstückelt, den Boden wüste bedecken. Ungünstig ist das Klima der Halbinsel Yucatan, wo die heiße Trockenzeit oft neun Monate nicht einen Tropfen Wassers bringt, so dass die Vegetation ganz verdorrt, während die Herbst- und Winterregen das Flachland meilenweit unter Wasser setzen. Wohl besser ist das Klima der Mosquitoküste beschaffen, doch herrscht daselbst auch in der eigentlichen Regenzeit eine solche Hitze, dass das Land „wie ein Kochtopf" dampft.

In Guatemala sind die heißesten Monate April und Mai, die kühlsten December, Jänner und Februar. Die Hauptstadt hat eine Jahrestemperatur von 18·6°, der kälteste Monat (Jänner) weist 16·7°, der wärmste (April) 20·3° Mitteltemperatur auf. So lange der Nordostpassat (Norte) weht, herrscht kühleres Wetter. Der häufigste Wind ist aber der Nordwind; Luftströmungen aus Ost, Südost, West und Nordwest sind außerordentlich selten. Im März steigt die Hitze sehr bedeutend, im Mai beginnt die Regenzeit, welche bis October dauert. Im Juli tritt gewöhnlich ein Nachlass der Regen ein; diese Zeit wird als „Canicula" oder „Veranillo" bezeichnet. Die jährliche Regenmenge von Guatemala beträgt 146 *cm*. Die Regengüsse entladen sich zumeist in ungemein heftigen Nachmittagsgewittern (Aguaceros), welche oft von Stürmen (Chubascos) begleitet werden. Im September und October treten gelegentlich Landregen (Temporales) auf.

Costarica empfängt an seiner Westseite nur selten Regen, der aber des unermesslichen Staubes halber heiß ersehnt ist; an der Ostseite dagegen kennt man eine Trockenzeit überhaupt nicht, mit geringen Unterbrechungen regnet es hier Tag für Tag. Daher leidet die Osthälfte, welcher auch die innere Hochfläche angehört, sehr durch Nässe. Je mehr man sich in Centralamerika dem Isthmus von Darien nähert, desto mehr schwindet wohl der scharfe Gegensatz zwischen der atlantischen und pacifischen Seite, die Regenmengen bleiben aber dennoch sehr verschieden. So besitzt Aspinwall am Antillenmeer eine jährliche Regenmenge von 309 *cm*, Panama am Großen Ocean nur eine solche von 170 *cm*. Das Jahr scheidet sich hier deutlich in zwei Regen- und zwei Trockenzeiten, so dass fünf Monate trocken, sieben feucht sind. Moritz Wagner hebt die starke und unheilvolle Einwirkung der häufigen elektrischen Entladungen auf das Nervensystem der Einwanderer hervor, welche sich bezüglich der Eingeborenen nicht geltend macht.

Auch in Columbien tritt die Begünstigung der atlantischen Küste durch den Regenfall hervor. Die Temperaturverhältnisse werden durch die verschiedene Höhenlage der einzelnen Landestheile sehr mannigfach gestaltet. Wie in Mexiko und Centralamerika, unterscheidet man die drei Höhenstufen der Tierra caliente, templada und fria sowohl in den Anden, als in der Sierra Nevada de Santa Marta. Die unterste Stufe ist namentlich in sumpfigen Gegenden ungesund, die beiden anderen sind gesund. In der Tierra fria liegen die eigenthümlichen Páramos, öde Hochflächen, über welchen die höchsten Gipfel des Gebirges ansteigen. Eine eingehendere Schilderung des landschaftlichen und klimatischen Charakters der obersten Region dieses tropischen Landes bietet W. Sievers, welcher die Sierra Nevada genau kennen gelernt hat. Dort beginnt über der eigentlichen Baumgrenze die Region der Befarien oder Andesrosen in Baumform, welche etwa von 2800 bis 3100 *m* reicht. Sehr eindrucksvoll ist der Contrast ihres tiefdunkelgrünen Laubes und der hellrothen Blüten zu der steinigen grauen Einöde. Mit der Höhe von 3100 *m* schneiden sie ab, und es folgt nun die eigentliche Region der Páramos, öder Höhen, wo die Winde frei walten können. Meist sind sie weite Grasflächen, Wiesen und Moorland, in welchen die Flüsse entspringen, doch kommen auch weite Geröllfelder vor. Ihr Hauptcharakterzug ist Einsamkeit. Schneidend ist der Wind, nasskalte Nebel umziehen den Reisenden, und wenn man die Begleiter anspricht,

so verstehen sie schwer, denn die dünne Luft des Hochgebirges vermindert die Stärke des Schalles. Zufolge des schnellen Überganges von der Hitze zur Kälte, den man durchzumachen hat, wenn man aus der unteren Region zu den Páramos aufsteigt, stockt die Blutcirculation, was bei fehlender rascher Hilfe selbst den Tod veranlassen kann. Während im Thale oft 32 bis 35° C. im Schatten zu beobachten sind, beträgt die Temperatur auf dem Páramo nur 5 bis 8°, ja morgens um 6 Uhr maß Sievers 0·5°. Die Eingeborenen bekommen regelmäßig Fieber, wenn sie aus der Tierra caliente rasch in die Tierra fria versetzt werden.

In Ecuador besteht ein großer klimatischer Gegensatz zwischen den Ebenen an der Küste und dem inneren Hochlande. Als Beispiele mögen uns die Städte Guayaquil und Quito dienen. Ersteres hat eine mittlere Jahrestemperatur von circa 28° C. Die Trockenzeit währt vom Juni bis November, die Regenzeit vom December bis



Páramo in der Sierra Nevada de Santa Marta. (Nach A. Göring.)

Mai; doch regnet es auch in der Trockenzeit hie und da. Der März ist der regenreichste, der Juli der kühlste Monat. Sehr drückend ist die schwüle Hitze der Regenzeit wegen der herrschenden Windstille. In der Trockenzeit weht fortwährend eine kräftige Brise, welche die Hitze mildert und diese Jahreszeit zu einer weitaus erträglicheren und gesünderen macht. Die Hauptstadt Quito (2850 m), welche fast unter dem Äquator liegt (0° 14′ südl. Br.), besitzt ein gesundes, höchst angenehmes Klima, das sich durch große Gleichmäßigkeit auszeichnet. Weder übergroße Hitze noch starke Kälte kommen vor; es ist nie zu warm, nie zu kalt. Man bedarf weder Jalousien noch Fächer gegen die Hitze, weder Öfen noch Vorfenster gegen die Kälte. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 13·1°, der kälteste Monat ist der Juli mit 12·5°, die wärmsten sind November und Jänner mit 13·6°. Doch ist in der Regenzeit eine bedeutende Temperaturdifferenz zwischen Tag und Nacht zu

beobachten, die sich auf 10 bis 11° C. beläuft. Die herrschende Gleichmäßigkeit der Temperaturverhältnisse erklärt sich aus der Breitenlage. Tag und Nacht sind das ganze Jahr hindurch fast gleich lang, die Dämmerung sehr kurz. Die Bäume bleiben immer belaubt, es gibt das ganze Jahr hindurch Blumen und Obst. Es gibt zwei Regenzeiten, die eine währt vom Februar bis in den Mai, die zweite umfasst den October und November. Der April ist der regenreichste Monat, die trockensten Monate sind Juli, August und September. Die jährliche Regenmenge beträgt 118·5 *cm*. Gelbes Fieber, Cholera und Dysenterie, sowie Lungenschwindsucht kommen in Quito nicht vor, dagegen sind Katarrh, Asthma, Nerven- und Magenkrankheiten häufig.

Wie in der Küstenebene Ecuadors, so fällt auch im Binnenlande Venezuelas, wo es von Mai bis October beständig regnet, die Zeit der größten Hitze in die Regenzeit, nämlich in die Monate Juli und August. A. v. Humboldt hat den Eintritt der Regenzeit in den Llanos von Venezuela meisterhaft geschildert. „Unvergleichlich," sagt er, „ist die Reinheit der Luft vom December bis in den Februar. Der Himmel ist beständig wolkenlos, und zieht je ein Gewölk auf, so ist dies ein Phänomen, das die ganze Einwohnerschaft beschäftigt. Der Wind bläst stark aus Ost und Ostnordost. Gegen Ende Februar und zu Anfang März ist das Blau des Himmels nicht mehr so dunkel, das Hygrometer zeigt allmählich stärkere Feuchtigkeit an, die Sterne sind zuweilen von einer feinen Dunstschicht umschleiert, ihr Licht nicht mehr planetarisch ruhig, man sieht sie zuweilen noch bei 20° Höhe flimmern. Um diese Zeit wird der Wind schwächer, unregelmäßiger, und es tritt öfter als zuvor völlige Windstille ein. In Südsüdost ziehen Wolken auf. Sie erscheinen wie ferne Gebirge mit sehr scharfen Umrissen. Zu Ende März sieht man auf der südlichen Seite des Horizontes Wetterleuchten. Von nun an dreht sich der Wind von Zeit zu Zeit, und auf mehrere Stunden nach West und Südwest. Es ist dies ein sicheres Zeichen, dass die Regenzeit bevorsteht, die am Orinoco gegen Ende April eintritt. Der Himmel fängt an sich zu beziehen, das Blau verschwindet und macht einem gleichförmigen Grau Platz. Zugleich nimmt die Luftwärme stetig zu und nicht lange, so sind nicht mehr Wolken am Himmel, sondern verdichtete Wasserdünste hüllen ihn vollkommen ein. Lange vor Sonnenaufgang erheben die Brüllaffen ihr klägliches Geschrei. In den Ebenen steigt das Gewitter zwei Stunden nach dem Durchgang der Sonne durch den Meridian auf, also kurze Zeit nach dem Eintritt des Wärmemaximums unter den Tropen. Im Binnenlande hört man bei Nacht oder morgens äußerst selten donnern, nächtliche Gewitter kommen nur in gewissen Flussthälern vor, die ein eigenthümliches Klima haben. Der Regenvertheilung entsprechend erscheinen die Llanos im Laufe des Jahres in sehr verschiedener Gestalt; bald verödet, wie das libysche Sandmeer, bald als eine Grasflur, wie so viele Steppen von Mittelasien, dann wieder zum Theile wie ein unermessliches Binnenwasser, aus dessen Spiegel die höheren Bänke inselförmig hervorragen."

In Guyana ist der Küstenstrich durch größte Gleichmäßigkeit einer hohen Temperatur und Feuchtigkeit bei großer Regenmenge charakterisiert. Wegen der unermesslichen Waldungen, welche das ganze Land bedecken, wird aber die Hitze nicht so drückend empfunden. Selbst inmitten der großen Trockenzeit ist die Luft so feucht, dass metallene Gegenstände anlaufen und rostig werden. Außerordentlich gefährlich ist das Klima von Cayenne; so starben z. B. im Jahre 1852 auf St. Georges von 160 französischen Deportierten 120, was die Bezeichnung Cayennes als der „trockenen Guillotine" gerechtfertigt erscheinen läst. Doch ist, wie J. Hann bemerkt, diese Gefährlichkeit aus den meteorologischen Verhältnissen allein

nicht zu erklären, da das britische und das holländische Guyana durchaus nicht so ungesund sind. A. Kappler hat in Surinam 43 Jahre mit nur geringen Unterbrechungen gelebt. Unzweifelhaft hat man in Cayenne für die Ansiedelungen ungünstige Plätze ausgewählt und vergessen, dem Seewinde durch Lüften des Waldes an der Küste freien Zutritt zu verschaffen. Näher unterrichtet sind wir durch Kappler über das Klima von Surinam. Die Temperatur sinkt nie unter 22° C., steigt aber auch nur höchst selten auf 35°. Die Luft ist so rein, daſs man den Schall eines Geschützes in der Windrichtung 18 bis 20 Stunden weit vernehmen kann. Wie nur selten ein Tag vergeht, an dem die Sonne gar nicht scheint, so sieht man auch nie den Himmel ganz unbewölkt. Der Wind kommt beständig aus Osten, in den ersten Monaten des Jahres hat er eine mehr nördliche, in der großen Regenzeit eine mehr südliche Richtung. In der Trockenzeit herrscht meist Windstille, bis gegen 1 Uhr nachmittags, wo die Seebrise sich erhebt. Orkane, die auf den Antillen so große Verheerungen anstellen, kommen in Surinam nie vor. Man unterscheidet vier Jahreszeiten. Die kleine Regenzeit fängt gewöhnlich Mitte November an und dauert bis gegen Anfang oder Mitte Februar. Es folgt die kleine Trockenzeit, welche bis Mitte April währt und, da stets frische Winde wehen, die angenehmste und gesündeste Zeit des Jahres ist. Die große Regenzeit dauert von Mitte April bis in den August. Schwere Regengüsse, wie man sie in Europa nicht kennt, fallen manchmal mehreremale im Tage, leichte Landregen halten auch wohl, aber selten, einige Tage lang an. Alles niedrige Land wird unter Wasser gesetzt, die Flüsse treten aus, und viele Savannen gleichen Seen. Im Innern des Landes, wo die Ufer steil und bergig sind, kann der Unterschied zwischen dem höchsten Wasserstande der Regenzeit und dem tiefsten der Trockenzeit 10 bis 13 *m* betragen. Schwere Gewitter verkünden das Eintreten der großen Trockenzeit, die Flüsse ziehen sich in ihr Bett zurück, die Sümpfe trocknen aus und bei gewissen Winden erzeugen die daraus sich entwickelnden Ausdünstungen Fieber und andere Krankheiten, die aber nur örtlich, nie im ganzen Lande auftreten. August und September sind daher für den neu ankommenden Fremdling nicht überall ohne Gefahr. Die jährliche Regenmenge beträgt in Paramaribo 228 *cm*. Das Innere von Guyana hat nur eine Regenzeit, die mit Ende April beginnt und im Juli oder August endet. In der trockenen Zeit fällt sehr starker Thau.

Über das Klima des tropischen Brasiliens sind wir nur sehr lückenhaft unterrichtet, viele tausend Quadratkilometer dieses ungeheuren Landes sind noch ganz unbekannt. Wegen der großen Breitenausdehnung und der verschiedenen physikalischen Beschaffenheit wird Brasilien gewiſs in den einzelnen Theilen ein sehr verschiedenes Klima besitzen. Der östliche Theil entwickelt sich vom Atlantischen Ocean aus zunächst als ein Bergland mit tropischem Klima, weiter landeinwärts erhebt sich das Gebirge und mit ihm das Land zum Hochplateau, so daſs in diesen Theilen ein subtropisches und ein gemäßigtes Klima herrschen. Dadurch erklärt es sich, daſs selbst nördlich vom Wendekreis gelegene Provinzen sehr wohl geeignet sind, daſs dort Mittel- und Südeuropäer leben und dauernd selbstthätig sein können. In Nordbrasilien sinkt das Plateau zu den weiten Ebenen des Amazonenstromes, und im Westen zum Paraguay hinab. Diese Ebenen werden durch die gewaltige Kette der Anden beeinfluſst, und hier finden sich wieder die Bedingungen zu einem Klima sehr abweichend von dem des östlichen Theiles von Brasilien. Die ganze Amazonasebene, das ungeheure tropische Waldgebiet oder die Hyläa, hat ein heißes und feuchtes Klima mit einer mittleren Jahrestemperatur von 26 bis 28° C. Dabei sind aber die Wärmeunterschiede zwischen Tag und Nacht, Sommer und Winter äußerst gering, und hierin ist wohl hauptsächlich das

Lähmende und Aufreibende des Hyläaklimas zu suchen. Gewöhnlich bewegen sich die Temperaturschwankungen nur zwischen 25 und 33° C., und selten nur steigt das Thermometer bis auf 40°. Da fast jeder Tag Sonnenschein und Regen bringt, so sind die Jahreszeiten nur nach der Menge der Niederschläge zu unterscheiden. Dieselben fallen am stärksten vom November bis März, am geringsten in den Monaten August bis October. In den der Überschwemmung ausgesetzten Theilen der Provinz sind Wechselfieber endemisch, und namentlich die Ausländer erliegen nur zu leicht den Tücken des Klimas. Gesünder sind die am oberen Rio Branco gelegenen Gebiete, und auch die Hauptstadt Manaos erfreut sich eines verhältnismäßig gesunden Klimas. Am Oberlaufe des Amazonenstromes scheiden sich Regen- und Trockenzeit voneinander; erstere beginnt anfangs oder Mitte November und endet im Juni. die stärksten Regen fallen gewöhnlich im Februar und März. In der Provinz Pará entspricht das Klima im wesentlichen demjenigen von Amazonas, nur in den östlichen Theilen treten die Ost- und Nordostwinde regelmäßiger ein und mildern die Hitze; die Regenmenge ist aber nicht geringer wie im Westen. In der Hauptstadt Pará soll sich die Durchschnittstemperatur auf 26° C. belaufen; die Nächte sind dort, bei gewöhnlich sehr starkem Thaufall, frisch und angenehm. Intermittierende Fieber kommen in allen sumpfigen Gegenden vor, während die Küstenorte mehr vom gelben Fieber heimgesucht werden. Die große, ganz im brasilianischen Berglande gelegene Provinz Minas Geraes hat ein vorwiegend gesundes Klima. Dasselbe gilt von der südlich angrenzenden Provinz São Paulo, die aber im Südosten bis ans Meer reicht und dort unter der Herrschaft des gelben Fiebers steht. Im Hochlande beträgt die Jahrestemperatur 19 bis 20·5°, im Winter sinkt das Thermometer zuweilen unter den Gefrierpunkt. Zwischen Ouro Preto und Barbacena (900 bis 1100 *m* über dem Meere) gab es im Juni 1870 durch fünf bis sechs Tage Frost von 3 bis 4° unter Null, in den Thälern noch um 1 bis 2° tiefer. Zu Barbacena beobachtete man — 6°. Zuckerrohr war erfroren, die Bäche hatten Eis, die Fische starben, die Bäume waren gänzlich versengt. Nach J. v. Tschudis Angabe schneite es in Ouro Preto (20° südl. Br., 1100 *m* Seehöhe) am 19. Juni 1843 in dichten Flocken. Die Regenzeit in der Provinz Minas Geraes währt vom November bis April, wo bei fast täglichen Gewittern in kurzer Zeit unglaubliche Regenmassen herabstürzen. Der Winter, vom Mai bis October, ist im allgemeinen trocken, doch kommen zuweilen Strich- und Platzregen vor, trübe Tage sind häufig. Ähnlich sind die Verhältnisse in Rio de Janeiro; der niedrige sumpfige Küstenstrich ist zwar heiß, feucht und ungesund, und im März und September treten gewöhnlich intermittierende Fieber, im Jänner bis Mai das gelbe Fieber auf. Dagegen ist das Hochland mit einem außerordentlich gesunden Klima gesegnet, das selbst von Nordeuropäern gepriesen wird. Im Sommer gibt es allerdings genug schwüle und gewitterreiche Tage; ihnen folgen aber regelmäßig kühle, erfrischende Nächte, und die Temperatur im Winter entspricht der eines deutschen Frühlings, ja, es ist in den hochgelegenen Punkten der Sierra das Klima nicht mehr für die Cultur der Hauptproducte der Provinz, Kaffee und Zuckerrohr, geeignet, weil mitunter Nachtfröste eintreten.

Noch haben wir des Klimas von Westindien zu gedenken. Die ganze Inselwelt ist heiß, feucht und in den Tieflandschaften meist ungesund und dem gelben Fieber ausgesetzt. Die Temperaturschwankungen sind gering. Doch wird die Hitze durch die langen Nächte, die Seebrisen und auf manchen durch die Höhe der Berge gemildert. Die Gebirgslandschaften der größeren Inseln genießen ein mildes Klima, in mehr als 360 *m* Höhe sind sie gesund. Westindien steht unter der Herrschaft des Passates, welcher im Nordwinter von Nordost, im Sommer

von Ost kommt. Auf ihn gründet sich auch die Eintheilung der kleinen Antillen in die Inseln über und in die Inseln unter dem Winde, je nachdem sie von dem Passat früher oder später getroffen werden. Im allgemeinen haben die Luvseiten der Inseln ansehnlich mehr Niederschläge als die Leeseiten. Die westindischen Inseln liegen in einer Zugstraße der Cyclonen, welche von Osten kommen und im allgemeinen eine nordwestliche Bahn verfolgen. Unter 29 bis 30° nördl. Br. biegen sie nach Nordost um und folgen nun dem Laufe des Golfstromes. Diese Cyclonen fallen vorwiegend auf die Monate August bis October, auf die übrigen Monate kommen nur 22 Procent. Glücklicherweise sind die großen verheerenden Cyclonen



Partie an der Luvküste der Insel Barbados. (Nach einer Photographie.)

ziemlich selten. Die Insel St. Thomas z. B. ist in anderthalb Jahrhunderten nur siebenmal verheert worden.

Habana auf Cuba hat eine mittlere Jahrestemperatur von 25·3° C., während der kälteste Monat (Jänner) 22·2°, der wärmste (August) 28·0° aufweist. Die Regenzeit umfasst die Monate Mai bis October, doch ist kein Monat regenlos; die jährliche Regenmenge beträgt 117·5 *cm*. Im Westen von Haiti (Port republicain) bilden die Monate November bis März die große Trockenzeit, April und Mai die Hauptregenzeit; Juni und Juli sind wieder trocken, August bis September repräsentieren eine kleinere Regenzeit. In Port republicain fallen jährlich 155·5 *cm* Regen. Sehr verschieden von den Regenzeiten im Westen sind diejenigen

im Norden und Süden der Insel, ja es gibt manche Gegenden, in denen Jahre vergangen sind, ohne dass ein Regentropfen gefallen wäre. Von den Schwankungen in der Vertheilung der trockenen und nassen Monate in der Regenmenge hängt der Ausfall der Kaffeeernte ab, welche das Haupteinkommen des Landes bildet. Auf Jamaika ist die Stabilität der Witterung staunenswert; Wochen, ja Monate vergehen ohne Wechsel in den meteorologischen Erscheinungen. Die Temperaturschwankungen sind geringfügig; das jährliche Mittel von Kingston beträgt 26·0°, des Jänner 24·3°, des Juli 27·8°. Im Mai und im October beginnen auf der ganzen Insel Regen, die durch zwei Monate dauern, während die Zwischenzeiten trocken sind. Daneben hat aber die Nordseite auch Winterregen vom November bis Jänner, der südliche Theil Sommerregen im August und September. Die größte Regenmenge fällt im nordöstlichen Theile (213 *cm*), die geringste im südlichen Theile der Insel (120 *cm*). Puerto Rico hat ein vorwiegend gesundes Klima, da ein großer Theil der Insel hoch gelegen ist. Auf den benachbarten Virginischen Inseln erinnert nach Palgrave die Regelmäßigkeit der Winde während neun Monate im Jahre an den Gang einer Uhr. Die unterste Strömung ist der Passat aus Nordnordost, über demselben fehlt selten ein Südwest und der oberste Wind ist ein West. Diese drei Winde wehen kaum mit einer Unterbrechung vom November bis einschließlich Juni. In den Monaten August bis October verliert der Nordostwind seine Stärke, indem ihm südliche Winde entgegentreten, die ihn selbst vollständig verdrängen. Das Klima der Insel Guadeloupe wird als sehr milde gerühmt. Auf Martinique unterscheidet man drei Jahreszeiten; die kühle Zeit umfasst die Monate December bis März mit einer Temperatur von 21 bis 28·7° C., die im Innern bis auf 18° sinkt und einer Regenmenge von 47·5 *cm*; die trockenwarme Saison währt vom April bis Juli bei einer Temperatur von 26° und 14 *cm* Regenmenge; endlich die heiße und regnerische Zeit herrscht vom Juli bis November, hat eine Mitteltemperatur von 27·4° und eine Regenmenge von 112 *cm*. Auf Barbados herrscht durch drei Viertheile des Jahres der Nordostpassat; im Jahre 1884 wurde er gar nur an acht Tagen durch südöstliche Brisen unterbrochen. Auch die Niederschläge kommen hauptsächlich aus Nordost. Während der Trockenzeit (December bis Juni) erhalten die Abhänge auf der Luvseite die größere Regenmenge, in der nassen Jahreszeit (Juli bis November) empfangen die Niederungen auf der Leeseite die größte Niederschlagsmenge. Heiß ist das Klima von Trinidad; doch übersteigt die Temperatur in den wärmsten Monaten nur selten 34° C., bei Nacht sinkt sie bis auf 20° herab. Die trockene Zeit währt von Mitte Jänner bis Mitte Mai. Die Regenzeit bringt wolkenbruchartige Niederschläge, während welcher die Flüsse mächtig anschwellen; die jährliche Regenmenge schwankt nämlich zwischen 150 und 200 *cm*. Die so niedrig gelegenen Bahamainseln haben im ganzen ein gesundes Klima; im Westen beträgt die Jahrestemperatur 25·0° C., der Jänner als kältester Monat weist 20·7° auf. Orkane sind aber häufig.

Auch der äußerste Süden der Union, der Küstensaum am Golf von Mexiko und die Halbinsel Florida, sind tropisch; doch sollen die klimatischen Verhältnisse dieses Gebietes um des Zusammenhanges willen erst im nächsten Capitel betrachtet werden.

Dreizehntes Capitel.

Das Klima der nördlichen gemäßigten Zone.

Allgemeiner klimatischer Charakter der gemäßigten Zonen. — Der Einfluss des gemäßigten Klimas auf den Menschen. — Die Pflanzenwelt der gemäßigten Zone. — Das subtropische Gebiet der alten Welt. — Mitteleuropa. — West- und Nordwesteuropa. — Europäisches Russland und Westsibirien. — Das außertropische Ostasien. — Das gemäßigte Nordamerika.

Die beiden gemäßigten Zonen liegen nördlich und südlich vom Tropengürtel zwischen den Jahresisothermen von 20° und 0° C. Während die warme Zone 49 Procent der gesammten Erdoberfläche einnimmt, entfallen auf die ganze gemäßigte Zone nur 39 Procent. Da auf der nördlichen Hemisphäre gegenüber der südlichen die warme Zone überwiegt, wird es auch erklärlich, wie der gemäßigte Gürtel auf ersterer nur 31·8, auf letzterer aber 45·1 Procent ausmacht. Der nördlichen gemäßigten Zone gehören ganz Europa mit Ausnahme des äußersten Nordostens, das ganze mittlere Asien und in Amerika das Gebiet der großen Union sammt den angrenzenden Theilen des britischen Nordamerikas an. Vergleichen wir hiermit die Ausdehnung der Landmassen, welche innerhalb der südlichen gemäßigten Zone liegen, so finden wir, dass deren Gebiete auffallend klein sind und dass diese Zone einen vorwiegend oceanischen Charakter hat. Das kommt daher, dass die Festländer der südlichen Halbkugel sich gegen Süden mehr oder weniger verjüngen und schon in viel niedrigerer Breite enden als die nördlichen Continente. Nur die südlichsten Theile von Südamerika, Südafrika und Australien gehören dieser Zone an. Bemerkenswert ist der analoge Verlauf der 20°-Isotherme in Amerika und Afrika, indem dieselbe in beiden Erdtheilen nahe der Westküste scharf nach Norden einbiegt und dadurch die letztere bis in niedrige Breiten der gemäßigten Zone zuweist.

Bevor wir zu einer allgemeinen Charakteristik der beiden gemäßigten Zonen übergehen, sei ausdrücklich bemerkt, dass wir uns hierbei nicht allzustrenge an die oben erwähnten Jahresisothermen als Grenzen halten wollen, um nicht Zusammenhängendes oder Zusammengehöriges zu zerreißen, also z. B. in Nordostasien die 0°-Isotherme, in Nordamerika die 20°-Isotherme überschreiten werden.

Die Bezeichnung „gemäßigte Zonen" ist nur durch die denselben eigenen mittleren Jahrestemperaturen gerechtfertigt, da sie weder die höchsten noch die tiefsten Jahresmittel der Erdoberfläche aufweisen. Jene gehören vielmehr der heißen, diese der kalten Zone an. Im übrigen aber haben die sogenannten gemäßigten Gürtel extreme Wärmeverhältnisse. „Am meisten," sagt J. Hann, „entfernt sich die nördliche gemäßigte Zone von einem Wärmegleichmaß, während die südliche gemäßigte Zone schon eher ihren Namen verdienen würde. Die nördliche gemäßigte Zone enthält dagegen die größten Extreme der Temperatur, die wir kennen, selbst die Jahresmittel der Wärme durchlaufen innerhalb ihrer Grenzen einen Spielraum

von mehr als 30°. Gehen wir aber auf die Mittel der extremen Monate oder auf die absoluten Temperaturextreme selbst über, so finden wir zwischen dem nördlichen Wendekreis und Polarkreis fast die ganze Wärmescala vertreten, innerhalb welcher die Lufttemperatur an der Erdoberfläche sich überhaupt bewegt." Im nördlichen Ostasien sinkt die mittlere Jännertemperatur fast Jahr für Jahr auf 40° und noch tiefer herab, während die Julitemperatur in Nordafrika, Arizona und Südcalifornien sich über 30° erhebt. Die absoluten Wärmeextreme dieser Gegenden liegen gar zwischen — 60 und + 40° und darüber. Auch in Bezug auf die Veränderlichkeit des Wärmezustandes von einem Tag zum anderen leistet die nördliche gemäßigte Zone das höchste; hier finden sich die Gebiete der größten Veränderlichkeit der Temperatur.

Auf der oceanischen Südhalbkugel bewegen sich die eben erwähnten Temperaturvariationen begreiflicherweise innerhalb viel engerer Grenzen. Nur die täglichen Wärmeschwankungen sind in gewissen Gebieten der südlichen gemäßigten Zone, im Innern Australiens und Südafrikas, sehr bedeutend. So wird es wahrscheinlich, dass die größten mittleren Tagesschwankungen der Temperatur in die beiden gemäßigten Zonen fallen.

Wie wir gesehen haben, bewegt sich der Gang der Temperatur im Tropengürtel nicht bloß innerhalb des Jahres, sondern größtentheils auch innerhalb des Tages in ungleich enger gezogenen Grenzen und überhaupt sind dort die Temperaturverhältnisse viel gleichmäßiger, so dass in diesem Sinne viel mehr die tropische Zone den Namen einer gemäßigten verdienen würde. Dies gilt auch in Bezug auf die übrigen meteorologischen Vorgänge, die sich alle in großer Regel- und Gesetzmäßigkeit vollziehen, während Regellosigkeit die Signatur der beiden zwischen Äquatorial- und Polarzone gelegenen Erdgürtel ist.

Diese Regellosigkeit bewirkt auch die größte Abwechselung in der Aufeinanderfolge der meteorologischen und klimatischen Erscheinungen. Dies zeigt schon das Vorhandensein zweier Übergangsperioden, welche die kalte und die warme Jahreszeit voneinander trennen. Freilich besitzt nur die mittlere gemäßigte Zone einen Frühling und einen Herbst als selbständig entwickelte Jahreszeiten. Denn in den niedrigeren Breiten ist der Unterschied zwischen den extremen Jahreszeiten sehr gering, und der Übergang vollzieht sich ganz unmerklich, in hohen Breiten dagegen sprungartig.

Wie der tropische Gürtel die Zone der vorwiegend östlichen Luftbewegung ist, so sind die gemäßigten Zonen die Gürtel der Westwinde. Wenn dies auch am Erdboden selbst weniger klar sich ausspricht, so vergewissern doch darüber die Beobachtungen auf hohen Bergen und die Verfolgung des Zuges der zuhöchst schwebenden Wolken. „Die Westwinde sind die wetterbeherrschenden Kräfte der gemäßigten Zonen, mit ihnen ziehen im großen ganzen die Sturmwirbel und Sturmfelder in der Richtung von West nach Ost vorüber, und damit die Perioden regnerischer und schöner Witterung; denn auch die Barometermaxima verschieben sich, wenn auch viel langsamer und stetiger, im allgemeinen von West nach Ost in den Zwischenräumen zwischen den Barometerminimen."

Dass die Luftbewegung in den gemäßigten Breiten vor allem von den barometrischen Depressionen und den durch sie hervorgerufenen Cyclonen beherrscht wird, wissen wir bereits. Von der Entstehung der Minima, ihren Zugstraßen und dem Charakter der cyclonalen Luftbewegung war im fünften und zehnten Capitel eingehend die Rede; ebenso auch von den großen barometrischen Maximen, welche mit den Depressionsgebieten in Wechselwirkung treten. Wir haben ferner gesehen, dass infolge der Erdrotation die Drehung der Cyclonen und Anticyclonen auf

jeder der beiden Halbkugeln in gerade entgegengesetzter Richtung erfolgt (vgl. S. 151). Die Luftwirbel wandern bekanntlich im allgemeinen von West nach Ost. Wenn nun auf der Nordhemisphäre eine Cyclone nördlich vom Beobachtungsorte vorübergeht, so wird sich die Windfahne von Südost über Süd und Südwest nach West und Nordwest drehen; auf der Südhemisphäre aber dreht sich die Windfahne von Nordost über Nord und Nordwest nach West und Südwest, wenn ein solches Minimum südlich vom Beobachtungsort vorüber geht. In beiden Fällen erfolgt also die Drehung mit dem scheinbaren täglichen Sonnenlaufe. Aber nur wenn man sich auf der Äquatorseite der Hauptzugstraßen der atmosphärischen Wirbel befindet, wird man die Drehung in dem angegebenen Sinne beobachten. Auf der Polarseite der vorüberziehenden Cyclonen dreht sich die Windfahne gerade im entgegengesetzten Sinne, also auf der nördlichen Halbkugel von Südost über Ost



Dr. Heinrich Wilhelm Dove.

nach Nordost und Nord. Wir sehen also, wie sich aus der Lage eines Ortes zu dem vorüberziehenden Minimum, also zu einer der auf S. 155 mitgetheilten Zugstraßen, die Drehungsrichtung des Windes erklärt. Die Vorherrschaft der Zugstraße V a über die Luftbewegung in Deutschland hat bekanntlich H. W. Dove zur Aufstellung seines Drehungsgesetzes des Windes verleitet, und dass sich dasselbe so lange als allgemein giltige Regel behaupten konnte und von so vielen Beobachtern auf beiden Hemisphären bestätigt wurde, erklärt sich daraus, dass alle diese Beobachtungsorte auf der Äquatorseite der Hauptzugstraßen der Minima sich befanden.

Von Luftfeuchtigkeit, Bewölkung und Niederschlägen läßt sich nichts angeben, was für das gesammte Gebiet der gemäßigten Zonen gemeinsam wäre; nur durch eine gewisse zeitliche Übereinstimmung betreffs der Regenvertheilung sind einzelne Theile dieser Zonen ausgezeichnet, wovon weiter unten die Rede sein soll.

Eine hervorragende Bedeutung besitzt das Klima der gemäßigten Zonen hinsichtlich seiner Einwirkung auf den Menschen. Wir meinen nicht so sehr den Einfluss auf die Gesundheit desselben, als vielmehr auf seine körperliche und geistige Entwickelung. Tropische Hitze und polare Kälte wirken ungünstig auf den einzelnen wie auf ganze Völker ein. Die das ganze Jahr hindurch gleichmäßig hohe Wärme der Tropenzone macht den Menschen schwach, schlaff, träge, sie verlockt ihn zur Unthätigkeit, zur Ruhe, zum Schlaf. Anderseits wird bei dem constanten Mangel an Wärme in der kalten Zone die volle Kraft des Menschen fast gänzlich aufgezehrt durch den Kampf mit einer strengen Natur um die kümmerliche Nothdurft des Lebens. Die gemäßigte Zone hält sich zwischen diesen Extremen in der Mitte, indem sie weder auf ihren Bewohner erschlaffend einwirkt durch allzugroße Hitze, noch durch allzurauhes Klima seine Kräfte für die physische Erhaltung allein verbraucht. In dieser Hinsicht wirkt besonders der Wechsel zwischen einer kalten und einer warmen Jahreszeit wohlthätig ein, anregend sowohl auf den Körper als auf die Entfaltung der geistigen Fähigkeiten des Menschen. Die heiße Zone wirkt auch durch die Einförmigkeit der Wärmeverhältnisse erschlaffend auf die Thätigkeit des Körpers, abspannend auf das Gemüth; die Monotonie im Verlaufe der natürlichen Phänomene bringt häufig eine gewisse Gleichgiltigkeit oder Melancholie hervor, welche auch dadurch gefördert werden, dass die glühende Sonnenhitze die Menschen voneinander isoliert und in ihre Wohnungen bannt. Auf den Reisenden in der Tropenzone macht freilich zuerst das Große vor der Einförmigkeit tiefen Eindruck, aber allmählich stumpft sich der „narkotische Reiz der Tropennatur" wie andere ähnliche Reize ab, und wer länger unter dem Zauber dieser Größe verweilt, ermüdet unfehlbar, und daher konnte Junghuhn sagen, dass ein Leben auf Java eine Ewigkeit sei. In der kalten Zone aber fehlt ein genügend warmer Sommer, die kalte Jahreszeit, in der die Natur zu neunmonatlichem Schlafe erstarrt, dominiert derart, dass hier die Monotonie der Kälte herrscht. Der Wechsel der Naturbilder, welcher der gemäßigten Zone beschieden ist, spannt dagegen Gemüth und Geist stets von neuem an und erhält ihre Bewohner immer rege und schaffensfroh. Daher haben auch die Völker der gemäßigten Breiten die höchste Stufe der Civilisation und Bildung erreicht; die gemäßigte Zone ist, wie Fr. Ratzel ausführt, die echteste eigentliche Culturzone. Sie ist zugleich die Region der großen geschichtlichen Bewegungen und Anstöße, welche die Völker der anderen Zonen zurückdrängen. Auf die früheste Entwickelung der Cultur ist hingegen das wärmere Klima als das weniger fordernde von günstigerem Einfluss gewesen.

Auch innerhalb der gemäßigten Zone, die ja durchaus kein einheitliches Klima besitzt, machen sich Unterschiede im Temperament und Charakter der Menschen bemerkbar, welche auf die Verschiedenheit des Klimas zurückzuführen sind. Namentlich tritt der Einfluss höherer und niedrigerer Temperatur, wie sie den verschiedenen Breiten entspricht, deutlich hervor. Die Klimaunterschiede bedingen eine verschiedene Lebensweise der Nord- und Südländer der gemäßigten Zone, und diese führt schließlich zu ganz beträchtlichen Differenzen. Treffend schildert J. W. Draper den Gegensatz zwischen „Northeners" und „Southeners" in den Vereinigten Staaten von Amerika, und da Ratzel seiner Schilderung allgemeine Giltigkeit zuerkennt, wollen wir sie hier anführen. „Im Norden theilt der Wechsel von Winter und Sommer dem Leben der Menschen seine gesonderten und verschiedenen Pflichten zu. Der Sommer ist die Zeit der Arbeit im Freien, der Winter wird in den Häusern zugebracht. Im Süden kann die Arbeit ohne Unterbrechung fortgehen, wenn sie schon verschieden ist. Der Bewohner des Nordens muss heute vollbringen, was der des Südens bis morgen aufschieben kann. Aus diesem Grunde muss der

Nordländer arbeitsam sein, während der Südländer träger sein darf und weniger Neigung zur Vorsicht und zu geregelten Gewohnheiten haben kann. Die Kälte, welche eine zeitweilige Unterbrechung der Arbeit mit sich bringt, gibt damit auch die Gelegenheit zum Nachdenken, und darum gewöhnt sich der Nordländer, nicht ohne Überlegung zu handeln, und ist langsamer in seinem Beginnen und seinen Bewegungen. Der Südländer ist geneigt, ohne Überlegung zu handeln und erwägt nie die letzte Folge von dem, was er zu thun im Begriff ist. Der eine ist vorsichtig, der andere impulsiv. Der Winter mit seinem Mangel an Freude und Behaglichkeit wird dem Nordländer zum größten Segen, denn er lehrt ihn, sich an den häuslichen Herd und seine Familie anzuschließen. In Kriegszeiten zwar erweist dieser Segen sich als seine Schwäche, er ist besiegt, wenn seine Wohnstätte genommen wird. Der Südländer fragt nichts darnach. Abgeschnitten von den Anregungen der Natur während einer so langen Zeit des Jahres, wird das Gemüth im Nordländer mit sich selbst mehr beschäftigt; es begnügt sich mit nur wenigen Ideen, die es von den verschiedensten Gesichtspunkten betrachtet. Es ist fähig, sich innig an etwas zu heften und es mit der fanatischesten Ausdauer zu verfolgen. Ein südliches Volk, das beständig unter den Einflüssen des freien Himmels lebt, welches beständig den verschiedensten Gedanken zugänglich, wird sich in einem Überfluss von Ideen treiben lassen und sie alle oberflächlich behandeln; mehr flüchtig als nachdenkend, wird es nie beständige Liebe zu einer festen Einrichtung fassen. Ist der Nordländer einmal entschlossen zu handeln, so wird ein Entschluss, der nur auf die Vernunft gegründet ist, die Begeisterung des Südländers überdauern. Im physischen Muth sind sich beide gleich, aber der Nordländer wird überlegen sein durch das Gewohntsein an Arbeit und Methode und seine unerschöpfliche Ausdauer. Um den unter Dach lebenden Menschen zu überzeugen, muss man an seinen Verstand appellieren; um dasselbe bei dem zu bewirken, der unter freiem Himmel lebt, muss man sich an seine Gefühle wenden."

Da die Pflanzenwelt, welche in erster Linie von den klimatischen Verhältnissen abhängig erscheint, bis zu gewissem Grade auch den Klimacharakter einer Zone charakterisiert, so sei hier noch die Vegetation der nördlichen gemäßigten Zone Gegenstand kurzer Betrachtung. Wie sich ein klimatischer Einfluss auf den Menschen in dem Sinne geltend macht, dass ein hervorspringender Gegensatz zwischen dem Nord- und Südländer zu erkennen ist, so wird auch die Pflanzenwelt innerhalb einer und derselben Zone einen verschiedenen Charakter je nach den herrschenden klimatischen Verhältnissen gewinnen. Vor allem sind die Temperatur und die Niederschläge maßgebend. Sie bedingen die Vegetationsformen; als solche treten in unserer Zone Wälder, Wiesen, Heiden, Steppen, Wüsten, Sümpfe und Moore auf. Von den Temperaturverhältnissen hängen namentlich die Breitenzonen der Pflanzenwelt ab. An ihrer äquatorialen Grenze zeigt die nördliche gemäßigte Zone noch immergrüne Bäume mit dicken, lederartigen, glänzenden Blättern wie das benachbarte tropische Gebiet. Mit zunehmender Breite bleiben zwar noch die Laubbäume bis gegen 34° immergrün, aber ihre Blätter nehmen an Kraftfülle ab. Charakteristisch sind Eichen, Oliven, Myrten, Lorbeer, Orangen, Reben, dornige Rosen, sehr viele Labiaten und Nelken, in Amerika viele Compositen, auch Zwergpalmen kommen noch vor. Mit etwa 45° Breite beginnen die laubwerfenden Bäume; in den Wäldern herrschen neben Buchen Fichten und Tannen, es treten ausgedehnte Wiesen, große Heiden, Torfmoore und Steppen auf, auch echte Wüsten fehlen nicht. In dem Gürtel zwischen 58° und 66° Breite, den man als subarktische Zone bezeichnet, herrschen als Waldbäume Nadelhölzer, Birken und Weiden vor.

Von dieser allgemeinen Übersicht gehen wir zu einer etwas specielleren Erörterung der klimatischen Verhältnisse in den einzelnen Gebieten der nördlichen gemäßigten Zone über. Mit dem Westen beginnend, wollen wir wieder nach Osten hin innerhalb derselben fortschreiten.

Die Länder der alten Welt zwischen 30° und 46° nördl. Br., welche das große Becken des Mittelmeeres mit seinen tiefeinschneidenden Theilen rings umschließen, bilden ein Gebiet, welchem die dem genannten Binnenmeere entstammende reichliche Feuchtigkeit bei einer sehr großen Verschiedenheit der topographischen Lage einen gemeinsamen klimatischen Typus verleiht. Von Europa gehören hierher die drei großen südlichen Halbinseln und das südöstliche Frankreich, dann Vorderasien bis einschließlich Westpersien, das Atlasgebiet Afrikas und die nordafrikanischen Inseln von den Açoren bis zu den Canarien. Überall erscheinen die Mittelmeerländer durch westöstlich streichende Gebirge von den Pyrenäen bis zum Kaukasus vor den kalten Klimaten nördlicherer Gegenden geschützt. Nach Woeikoffs übersichtlicher Darstellung sind es folgende Hauptzüge, welche die Mittelmeerländer charakterisieren: ein gemäßigter warmer Winter, die mittlere Temperatur im Jänner ist 5° bis 18° C., die Abwesenheit starker Fröste infolge des Schutzes durch die Berge und der Nähe eines warmen Meeres, ein warmer Sommer, die mittlere Julitemperatur beträgt 23° bis 28° C., eine geringe Bewölkung, besonders im Sommerhalbjahr, die tiefblaue Farbe des Himmels und überhaupt das intensive Licht, die Regenzeit im Winter im Süden, im Frühling oder Herbst im Norden, bei trockenem Sommer, im Süden sogar vollständiges Fehlen der Sommerregen. Lang andauernde Regen, sogenannte Landregen sind selten, besonders im Sommer und im Herbst; im Winter und im Anfang des Frühlings kommen sie noch hin und wieder vor. Die Regen haben gewöhnlich den Charakter kurzer Platzregen, nach denen die Sonne wieder scheint. Es schneit selten, fast ausschließlich vom December bis März, und noch seltener liegt der Schnee mehr als einen bis zwei Tage am Meeresgestade und in den Tiefebenen. Die Fröste sind auch nicht andauernd; infolge des Schutzes gegen die kalten Nordwinde entstehen sie am häufigsten durch die örtliche Ausstrahlung bei heiterem Himmel. Unter solchen Bedingungen erwärmt sich die Luft am Tage rasch und in den ersten nachmittägigen Stunden oft bis 10° bei hellem Sonnenschein.

Die Luftdruckverhältnisse im Norden des alten Continentes erklären die größeren Züge der Vertheilung der Winde in den Ländern am Mittelmeere. Im Sommer ist auf diesem Meere, noch mehr aber auf dem benachbarten Theile des Atlantischen Oceans, der Luftdruck hoch, er sinkt rasch nach Süden, gegen die Sahara. Da diese Verhältnisse sehr beständig sind, so walten im Sommer sanfte Nordwinde vor, die Etesien der Griechen (vgl. S. 158). Sie gehören einem anticyclonalen Systeme an und bringen schönes Wetter; aber schon im October sind auf dem Meere Cyclonen häufig, theils an Ort und Stelle gebildet, theils vom Atlantischen Oceane kommend, und in ihrer Begleitung Gewitter und Regen. Im Winter entsteht noch eine besondere Erscheinung, die nicht ohne Einfluss auf die Klimate des Mittelmeeres bleibt. In dieser Zeit erstreckt sich eine Zone ziemlich hohen Luftdruckes von Sibirien durch Südosteuropa und die Alpen nach Südfrankreich und Spanien, und erzeugt im nördlichen Theile des Mittelmeeres Nordwinde, den Mistral in Südfrankreich, die Tramontana in Italien. An der Riviera herrscht im Jänner und Februar oft klares Wetter bei großer Trockenheit der Luft, wenn weiter nach Süden, d. h. in Sicilien, Südspanien, Algier, häufige Regen sind. Im Frühling bewegen sich die Cyclonen wieder weiter nach Norden und ziehen oft über die Continente. In dieser Zeit ziehen sie häufig aus dem

Golf von Biscaya über Südfrankreich zum nordwestlichen Theile des Mittelmeeres, andere gehen über Mitteleuropa zum Adriatischen Meere, wieder andere aus dem Mittelländischen Meere ins Schwarze Meer. Die Gestade des Mittelmeeres sind so gebirgig, dass dort auch viele locale Winde herrschen, wie die Bora am Nordostsaume der Adria (vgl. S. 200).

Die Regenlosigkeit des Sommers im südlichen Theile des Mittelmeeres erscheint von der starken Erwärmung der Wüsten und trockeneren Steppen im Süden und Osten und von dem niedrigen Luftdruck über denselben abhängig. In den Mittelmeerländern ist die trockene Jahreszeit, je weiter nach Süden, desto anhaltender. Im nördlichen Theile Ägyptens regnet es vier Monate hindurch gar nicht, während weiterer vier Monate sehr selten und spärlich. In Mittelitalien und Südostfrankreich treffen wir schon mitten im Sommer Regen an, aber dennoch sind die Sommermonate die trockensten im Jahre. Und im Potieflande Italiens regnet es in den Sommermonaten, sogar im Juli und August, mehr als im Februar und März.

Wir wollen nun die einzelnen Länder noch etwas eingehender betrachten und beginnen mit der Pyrenäenhalbinsel. Dieselbe ist so von Höhenzügen durchschnitten, dass ihr Klima außerordentlich verschieden ist. Man kann vier Klimate unterscheiden. Auf dem atlantischen Abhange Portugals und Südwestspaniens ist die Feuchtigkeit infolge der Nähe des Oceans und des Vorherrschens von Westwinden ziemlich groß, die Regenmenge aber mäßig, ungefähr 70 bis 80 *cm*; da der Atlantic kühler ist als das Mittelmeer, ist auch die Jahrestemperatur um 1 bis 2·5° niedriger als unter denselben Breiten am Mittelländischen Meere. Ein zweites Klimagebiet bildet der mittelländische Abhang Spaniens, wo die Temperatur gemäßigt, aber im Sommer bedeutend wärmer als am Atlantischen Ocean ist. Bewölkung und Feuchtigkeit sind so gering, dass bei Elche selbst Datteln reifen, was sonst nirgends in Europa der Fall ist. Die Niederschläge sind nicht reichlich und sehr unregelmäßig; die größte Regenmenge fällt im Mai und im October. An dieser Küste tritt auch der Levedhe oder Solano, der heiße, trockene Ostwind auf (vgl. S. 206). Im centralen Spanien, welches nicht bloß die inneren Hochflächen, sondern auch das Ebrothal umfasst, zeichnet sich das Klima gleichfalls durch Trockenheit aus, aber dabei ist der Winter viel rauher, die jährliche wie auch die tägliche Amplitude sind größer, was sich nicht bloß durch die bedeutende Höhenlage erklärt, sondern auch durch die Gebirge ringsum, welche der Seeluft den Weg ins Innere wehren. Das Klima Madrids ist typisch für diese Gegenden. Hier ist —10° C. und tiefer Schnee im Winter keine Seltenheit; die täglichen Schwankungen der Temperatur sind sehr groß, im Juli 17°. Kennzeichnend für das Klima Madrids ist das Sprichwort: „In Madrid ist neun Monate Winter und drei Monate die Hölle." Außerordentlich ist die Trockenheit der Atmosphäre, welche um so empfindlicher wirkt, als die Luft fast immer bewegt ist. Darauf bezieht sich ein anderer Volksspruch: „Die Luft von Madrid ist so fein, dass sie einen Menschen tödtet, aber nicht ein Lämpchen auslöscht." Die Menge der Niederschläge ist gering. Die große Trockenheit der Luft und das geringe Maß des Regenfalles hat auch den Waldmangel auf den großen Hochflächen im Innern Spaniens zur Folge. Tausende von Quadratkilometern sind nur mit immergrünen Cistineen- und Labiatensträuchern bedeckt, welche heidenartig den Boden überziehen und die sogenannten „Jarales" (Cistusheiden) und „Tomillares" (Labiatenheiden) bilden, weshalb diese Gegenden einen sehr monotonen Charakter besitzen. Als viertes Klimagebiet Spaniens gilt das nördliche und nordwestliche Gestade der Halbinsel, welches zu den regenreichsten Gegenden Europas gehört, da die Nieder-

schläge bedeutend über 100 *cm* im Jahre betragen. Die Temperatur ist im Sommer relativ niedrig, am Meerufer ungefähr 20°, die Bewölkung ist ziemlich bedeutend.

Die Mittelmeerküste Frankreichs und das Rhonetiefland sind weniger durch Berge von Norden geschützt, weshalb die Wintertemperatur bedeutend niedriger ist. Der Jänner hat in Montpellier nur 5·6°, in Marseille 6·4° C.; die Temperaturminima sind oft niedriger als in Paris. Die Nordwinde herrschen vor; dieselben sind im Rhonethal so stark, dass viele Pflanzen nur unter dem Schutz einer lebendigen Hecke gezogen werden können; gefürchtet ist der Mistral, ein kalter Fallwind (vgl. S. 202). Die Niederschläge sind im Herbst reichlicher, namentlich im September und October; sie fallen in Form kurzer Platzregen.

Ein bevorzugtes Klima besitzt die Riviera, der Küstenstrich von Toulon bis Spezia, welche wegen des Schutzes durch die Meeralpen und den ligurischen



Hochebene von Baza, Heideland am Nordfuße der Sierra Nevada. (Nach Elisée Reclus.)

Apennin gegen Norden einen warmen Winter hat und daher zu dieser Jahreszeit von Kranken stark besucht ist. Viele Pflanzen, denen man hier begegnet, wachsen in Mittelitalien nicht und erscheinen erst bei Neapel wieder.

Italien hat ein ziemlich einheitliches Klima, was es seiner Abgeschlossenheit durch Meere und dem hohen Alpenwall im Norden verdankt. In erster Linie eigenthümlich ist die hohe Temperatur, wie es denn auch zwischen den Jahresisothermen von 13° und 19° sich ausdehnt. Nur Oberitalien steht wenig unter dem directen Einflusse des Mittelmeeres, da es auch im Süden durch den Apennin abgeschlossen ist. Daher ist dort das Klima continental; der Sommer ist fast ebenso warm als in Süditalien, aber der Winter viel kälter als z. B. in England. Infolge dessen sind die Jahresamplituden groß, 23° bis 24° und mehr im Innern, ebensogroß als im mittleren Transkaukasien. An den Südabhängen der

Alpen ist es im Winter wärmer als in der vorgelagerten Ebene; die Nordwinde sind wohl häufig, aber als absteigende sind sie warm (vgl. über den Nordföhn S. 197). Überhaupt sind in Italien Nord- und Südwinde vorherrschend, wie denn auch der gemeine Mann eigentlich nur zwei Luftströmungen als maßgebend und der Beachtung würdig anerkannt, den Nordwind oder die Tramontana und den Südwind oder den Scirocco (vgl. S. 203). Im übrigen erscheint die Erklärung der Windverhältnisse compliciert, weil sich meist drei Depressionen geltend machen, eine ligurische, eine tyrrhenische und eine jonische, welche sich gegenseitig bekämpfen. Die Regenmengen in Italien sind bedeutend, am größten längs des Südabhanges der Alpen; dort haben Udine 155, Tolmezzo 243, selbst Mailand noch 100 *cm*. Sie nimmt im allgemeinen südwärts ab, erfährt aber an den Südgehängen der Gebirge stets wieder eine Steigerung. Winterlicher Schneefall ist in der Poebene und im nördlichen Apennin alljährlich eine normale Erscheinung; auffallend groß ist die Schneemenge in der Gegend zwischen Ferrara und Bologna, wo die Eisenbahnzüge fast jeden Winter im Schnee stecken bleiben. Selbst in Rom ist der Schnee noch eine häufige Erscheinung; im Jahre 1789 soll der Schnee in den Straßen der ewigen Stadt zwölf Tage lang liegen geblieben sein. Erst in Unteritalien ist Schneefall eine seltene Erscheinung und der Schnee bleibt meist nicht liegen; doch war selbst schon Palermo einen Tag über in Schnee gehüllt, und in Neapel gab es in den Jahren 1808 und 1809, sowie im Jänner 1891 dichtes Schneegestöber. Kann man Italiens Klima im allgemeinen als gesund bezeichnen, so gilt dies doch von den Maremmen Toscanas, der römischen Campagna und den sumpfigen Districten Oberitaliens an der Adria keineswegs; sie sind Brutstätten der gefährlichen Malaria.

Wärmer als die Ostküste Italiens in gleicher Breite sind Istrien und Dalmatien, besonders im Winter. In wenigen Gegenden hat die unbedachte Ausrottung der Bergwälder mehr geschadet wie hier. Die heute fast vegetationslosen niedrigen Hochebenen und Gehänge in der Nähe der Adria sind der verderblichen Bora ausgesetzt, während im Süden die höheren Berge mehr Schutz gewähren. Die Niederschläge sind reichlich, aber infolge der Entwaldung fallen sie meist in großen kurzen Güssen und das Wasser sickert rasch in das Kalkgestein ein. In letzterer Zeit hat die Regierung erfolgreiche Versuche mit der Wiederbewaldung des Karstes gemacht. Auch die Bergländer Herzegowina und Montenegro besitzen noch ein ziemlich mittelländisches Klima, wiewohl es im Sommer mehr regnet. In Montenegro treten häufig ungemein heftige Gewitter auf.

Im Vergleich mit Italien hat Griechenland ein mehr continentales Klima. Der Winter ist merklich kälter, weil das Land im Nordosten nicht durch hohe Berge von den Gestaden des Schwarzen Meeres geschieden ist. An der Küste wird wohl die Sommerwärme durch die Seebrise gemildert, aber in nur geringer Entfernung vom Meere steigt die Sommertemperatur sehr hoch. Athen hat beispielsweise eine Jännertemperatur von 8·2° C. (Corfu 10·2°, Palermo 10·9°) und eine Julitemperatur von 27·0° (Corfu 26·3°, Palermo 24·9°); ein Thermometer, welches Julius Schmidt in einen direct von der Sonne beschienenen Sandhaufen steckte, gab 71° C. an. Das Klima Attikas zeichnet sich durch besondere Trockenheit und Klarheit des Himmels aus; daher ist im Sommer die Verdunstung ungeheuer und die Wasserläufe trocknen vollständig aus. Dafür ist freilich das Klima sehr günstig zur Erhaltung der Statuen und anderer Marmorarbeiten; im feuchteren Klima des westlichen Peloponnes, in Olympia, wurden die Statuen mit Öl begossen, um sie vor den schädlichen Einwirkungen der Feuchtigkeit zu schützen. In Attika regnet es bloß im Winter; im Sommer treten nur ganz selten Gewitter

auf. Im inneren Hellas, sowie in Epirus ist das Klima schon recht continental, der Winter, namentlich im Hochlande Arkadien, rauh. Bezüglich der Niederschläge bildet der Pindus eine Wetterscheide; östlich von ihm gibt es keine Landregen, sondern nur jähe Sturzregen, welche die Betten der Wildwässer plötzlich füllen, westlich aber kommt milder befruchtender Regen häufiger vor. Gegen Nordwesten hin tritt überhaupt der subtropische Charakter mehr zurück, in Epirus ist der Herbst die regenreichste Jahreszeit. In gleicher Richtung wächst die Häufigkeit der Gewitter. Schneefall ist in den niedriger gelegenen Gegenden sehr selten; in Athen zählt man drei Schneetage im Jahre, in Corfu rechnet man auf je 10 bis 12 Jahre einen Schneefall. Anders ist's im Gebirge, wo es reichlich schneit und die Bergpässe oft durch Schnee versperrt sind; doch gibt es in Griechenland keinen ewigen Schnee; sowohl der thessalische Olymp als auch der Ida sind im Hochsommer schneefrei.

Auch in Bulgarien ist der Sommer auf den Bergen sehr regnerisch, und zwar auf beiden Abhängen des Balkans. Der Winter ist recht streng und oft schon im October bedeckt Schnee die Kammregion. Sehr milde ist es südlich des Westbalkan, im Becken von Sofia und besonders im Thale der Struma.

Das Klima der europäischen Türkei hat einen vorwiegend continentalen Charakter. Neben heißen Sommern herrschen, namentlich in den östlichen Gegenden, strenge Winter. Im Innern wird die Trockenheit des Sommers noch durch die immer mehr fortschreitende Waldverwüstung vergrößert. Die südlichen Abhänge der thrakischen und makedonischen Gebirge, die Küstenlandschaften des Ägäischen und des Marmarameeres und das untere Maritzathal haben Mittelmeerklima, welches aber z. B. schon in Adrianopel aufhört. Das Klima von Constantinopel ist wegen des steten Wechsels in den Luftströmungen sehr unbeständig. Vorherrschend sind die vom Schwarzen Meer wehenden Nordwinde; im Sommer bringen sie heitere und trockene Tage und kühlen die brennenden Sonnenstrahlen erheblich ab, im Winter bringen sie Regen und Schnee. In letzterer Jahreszeit sind die Südwinde häufig, die warmes feuchtes Wetter im Gefolge haben. Im März herrscht in der Regel noch voller Winter mit Regen und Schnee; der sehr kurze Frühling beginnt erst im April. Die Hitze steigt auf das höchste im August, ohne jedoch unerträglich zu werden. Im September beginnt der Herbst, die schönste Jahreszeit am Bosporus, die mit ungetrübter Heiterkeit bis zur Wintersonnenwende dauert. Die Kälte im Winter sinkt in der Regel nicht unter 4 bis 5° herab (mittlere Jahrestemperatur 5·8° C.), doch kommen auch ausnahmsweise strenge Winter vor, wo der Hafen theilweise zufriert; in den Jahren 401 und 753 n. Chr. war der Bosporus ganz zugefroren, so dass man zu Fuß von Europa nach Asien gehen konnte.

Die klimatischen Verhältnisse von Kleinasien sind je nach der geographischen Lage sehr verschieden. An der Westküste herrscht ein angenehmes, durch die Nähe des Meeres gemäßigtes Klima, und vom Nordgestade ist wohl der westliche Theil auch noch mittelländisch. Weiter nach Osten hin passen Feuchtigkeit, Bewölkung und Niederschläge nicht mehr zum Mitteltmeertypus, die Nordküste hat unter dem Einfluss der nordischen Winde sogar ein im Verhältnis zur geographischen Breite kaltes Klima; da aber der Winter schon in der Umgegend von Trapezunt regnerisch ist, beginnt eine üppige Vegetation, die auch der Ostküste des Schwarzen Meeres von Tuapse bis Batum eigen ist. Die Südküste Kleinasiens, namentlich die Küstenebenen Kilikiens und Pamphyliens, welche durch die hohe Taurus-kette dem Nordwind unzugänglich sind, leiden durch große Hitze, welche im Verein mit dem sumpfigen Boden ein ungesundes, fieberbringendes Klima erzeugt. Die Jahres-

schwankungen der Temperatur sind bedeutend; Smyrna an der Westküste, welches eine Jännertemperatur von 8·2° und eine Julitemperatur von 26·7° C. hat, weist eine Jahresschwankung von 44° auf.

Weiter nach Osten findet man einen trockenen Sommer, bei Regen im Herbst, im Winter und Frühling; so noch im Innern Kleinasiens, im östlichen Transkaukasien, in Nordpersien mit Ausnahme des Küstenstriches am Kaspischen Meere. Überhaupt wird das Klima im Osten des Mittelmeeres immer trockener, so dass einigermaßen bedeutende Niederschläge, 40 bis 50 *cm*, nur auf den Bergen und an ihrem Fuße fallen. In Syrien, Palästina und auf der Insel Cypern sind bei hoher Jahrestemperatur (Beirut 20·6°, Jerusalem 17·2°, Larnaka 20·2°) ungefähr drei bis vier Sommermonate ganz regenlos. Der meiste Regen kommt im Spätherbst und im Anfang des Winters vor, dann im März. Infolge niedrigen



Berglandschaft im Osten von Jerusalem. (Nach einer Photographie.)

Luftdruckes im Osten des Mittelmeeres wehen im Sommer heftige Nordwestwinde, die in der Umgegend von Jerusalem so stark sind, dass die Bäume nach Südosten gebeugt sind. Diese Winde isolieren Syrien und Palästina von dem Einfluss der benachbarten Wüste. Im Herbst, wenn die Cyclonen auf dem Mittelmeere wieder beginnen, aber in der Wüste der Luftdruck höher ist, fangen die warmen Winde von Südost an zu wehen. Der Südostwind, arabisch Schlûk genannt, ist sehr drückend; er hält bis zu fünf Tagen an und endet gewöhnlich mit einem Umsprung nach Südsüdwest und heftigem Regenschauer. Die Temperaturschwankungen sind relativ groß; solche von 25° C. an einem und demselben Tage kann man leicht erleben. Schneefall ist in Damascus und Jerusalem keine Seltenheit.

Ägypten bildet den Übergang vom Mittelmeerklima zu dem der Sahara. In der Wüste ist der Luftdruck im Winter höher als auf dem Meere, daher sind

Südwinde nicht selten, im Sommer aber herrschen Nordwinde. Einigermaßen reichliche Niederschläge kommen nur am Ufer des Meeres vor, wo auch die Feuchtigkeit der Luft im Sommer sehr groß ist. Überhaupt muss man zwischen dem Delta und Oberägypten unterscheiden. Jenes fällt noch in die Zone der Winterregen und Gewitterbildungen, während oberhalb Kairo Regen und Gewitter zu den Seltenheiten gehören. Oberägypten hat so gut wie nur eine Jahreszeit, nämlich einen heißen und trockenen Sommer, in den mittleren und nördlichen Theilen des Landes gibt es eine kühle (October bis Mitte März) und eine heiße, erst trockene, dann feuchte Jahreszeit (Mitte März bis October). Die täglichen Temperaturschwankungen sind bedeutend, sie betragen oft 20° bis 30° C. Wegen seiner warmen, trockenen und reinen Luft gilt Ägypten mit Recht als vortrefflicher klimatischer Curort. Über den Chamsin vgl. S. 204.

Der westliche Theil Nordafrikas (Tunis, Algerien und Marokko) ist das Gebiet des Atlas; hier hat man zwischen dem Gebiet der nördlichen Gestade und der benachbarten Berge, dem sogenannten „Tell", und den inneren Hochebenen zu unterscheiden. Näher bekannt ist nur das Klima Algeriens. Im Tell herrscht reines Mittelmeerklima. Die Winde wehen vorwiegend aus Nordost, sie sind im Sommer relativ trocken, da sie von dem hier kühlsten Mittelmeere kommen, in welches sich durch die Straße von Gibraltar das kältere Wasser des Atlantischen Oceans ergießt. In den übrigen Jahreszeiten bringen die Nordwestwinde Regen. An der Küste regnet es mitten im Winter am meisten, im Gebirge aber im März. Die Menge der Niederschläge nimmt von West nach Ost zu, weil in dieser Richtung die Berge höher werden. Die Sommertemperatur steigt rasch nach dem Innern zu; an der Küste ist sie noch zu kühl, als dass die Dattel reifen könnte. Schon in geringer Entfernung von der Küste ist sie viel höher, selbst in hochgelegenen Theilen. Auch die Temperatur nimmt längs der Küste ostwärts zu; in Oran beträgt das Jahresmittel 16·9°, in Algier 18·1°, in Tunis 19·6° C. Auf den inneren Hochebenen ist das Klima viel continentaler, und im Winter relativ sehr kalt. Schnee fällt in jedem Winter und liegt bisweilen wochenlang, die Kälte sinkt in einer Seehöhe von 700 bis 1000 *m* nicht selten auf — 10° C. Der Regen concentriert sich mehr auf den Frühling. Der Sommer ist nicht kühler als im Tell. An der atlantischen Küste Marokkos ist das Klima gemäßigt durch eine regelmäßige Seebrise und durch den Schutz, den das Gebirge gegen die Wüstenwinde gewährt. Mogador hat bei einer Jahrestemperatur von 19·7° eine Jännertemperatur von 16·4°, aber dabei eine Julitemperatur von nur 22·4° C.

Eines der gemäßigtesten Klimate der Erdkugel besitzen die nordafrikanischen Inseln. Auf Madeira hat der Jänner 15·9°, der Juli 22·7°, die jährliche Amplitude beträgt nicht viel über 7°. Das Klima gleicht einem immerwährenden warmen Frühlinge, weshalb hier ein vielbesuchtes Sanatorium für Brustkranke besteht. Nur in Höhen über 800 *m* fällt Schnee in leichten Flocken. Auch die Canarischen Inseln sind sehr gesund, aber wärmer. Tenerifa hat eine Jahrestemperatur von 21·6°; das Temperaturmaximum tritt wie auf dem Meere erst im September ein. Die regenlose Periode währt länger als auf Madeira. Auf den Açoren ist es kälter und feuchter, sie haben ein mehr typisch-atlantisches Klima. Die Winde sind viel heftiger, Stürme sind häufiger, besonders im Winter, da zu dieser Zeit sich die Inseln schon im Bereiche der Depressionen befinden, welche die mittleren Breiten von Europa erreichen. Im Sommer aber liegen die Açoren schon im Gebiete des Nordostpassates.

Europa zerfällt in klimatischer Hinsicht in die Mittelmeerländer, welche oben betrachtet wurden, in Osteuropa oder die große russische Ebene mit continentalem

Klima, in Westeuropa oder das oceanische Klimagebiet, in Mitteleuropa mit einem Übergangsklima vom oceanischen zum continentalen, und endlich in den hohen Norden mit polarem Klima. Indem wir uns zunächst dem Westen unseres Erdtheiles zuwenden, sei nur voraus bemerkt, dass die Übergänge von einem zum anderen Klima ganz allmähliche sind und eine ziemlich große Willkür in der Abgrenzung zulassen.

Der Westen und Nordwesten Europas, welcher den größten Theil von Frankreich, dann Belgien und die Niederlande, das nordwestliche Deutschland, Dänemark, die skandinavische Halbinsel und Großbritannien mit Irland in sich schließt, steht unter dem unmittelbarsten Einflusse des Atlantischen Oceans, beziehungsweise der durch ihn bedingten Luftdruck- und Windverhältnisse. Nach J. Hann äußert sich der Einfluss des Oceans in der Abschwächung aller Temperaturschwankungen, in der großen Milderung der Winterkälte bei gleichzeitiger, aber viel geringerer Erniedrigung der Sommerwärme, in der Erhaltung einer constanten hohen Luftfeuchtigkeit, Erzeugung relativ reichlicher Niederschläge, welche hauptsächlich im Winterhalbjahr als Herbst- und Winterregen fallen, in anhaltender starker Trübung des Himmels und anhaltend heftiger Luftbewegung, die im Winterhalbjahr zu fast constant stürmischem Wetter ausartet. Alle diese Hauptcharakterzüge des oceanischen Klimas nehmen im allgemeinen von Süden nach Norden an Intensität zu und sind in höchster Entfaltung im Klima von West- und Nordschottland und der vorliegenden Inseln, sowie in jenem der norwegischen Westküste anzutreffen.

Die mittlere Jahrestemperatur nimmt an den Westküsten Europas von 44° Breite bis zum Polarkreis nur sehr langsam ab. Sie beträgt unter 44° (Frankreich) 13° C., unter 57½° (Hebriden) 9·5°, unter 62° (Faröer) 6·3° und zwischen 65° und 67° (Westküste Norwegens) 4°. Nach Osten hin aber nimmt sie rasch ab und dies umsomehr, je weiter nördlich wir fortschreiten. So fällt sie z. B. unter 57° Breite von den Hebriden bis Jönköping auf 6 Längengrade um 3·5° C. ab. Je weiter man an der Küste nach Norden geht, desto geringer wird die jährliche Wärmeschwankung. Unter 62° Breite ist dieselbe nur halb so groß als an der Westküste Frankreichs unter 45°. Sein Maximum erreicht der mäßigende Einfluss des warmen Nordatlantischen Oceans in der Gegend der Faröer, wo die Temperaturdifferenz der extremen Monate nur 7·8° beträgt. Landeinwärts und nach Osten hin aber nimmt die Jahresschwankung der Temperatur rasch zu; dies zeigt beispielsweise ein Vergleich von Brest und Paris, die beide unter gleicher Breite liegen, in ersterem an der Küste beträgt dieselbe nur 11·6°, in letzterem im Binnenlande aber 16·3°. Die absolute Jahresschwankung der Temperatur im reinen Seeklima des nordwestlichen Europa liegt zwischen 37° und 27° C., etwas weiter landeinwärts liegt sie schon zwischen 40° und 50°. Auffallend sind die geringen Minima im äußersten Norden Europas, wo Hammerfest und Vardö mit solchen von —20° und —22° noch milder sind als Paris (mit —23·9°) und Brüssel. Anders verhält es sich im Innern Norwegens und Schwedens, namentlich aber in Finmarken, wo die Temperatur gelegentlich bis auf —40° sinkt, im Maximum aber selbst 30° überschreitet. Wie die jährliche Wärmeschwankung, so ist auch die tägliche Temperaturänderung im Gebiet des Seeklimas im allgemeinen gering und nimmt landeinwärts zu.

Bemerkenswert ist, dass mit der langsamen Wärmeänderung der oceanischen Wassermassen auch die Lufttemperatur der Inseln und Küsten gleichen Schritt hält und ihr Minimum erst im Februar statt im Jänner erreicht, so an der norwegischen Küste, ferner auf den Hebriden und Shetlandinseln. An der Küste

Schwedens bewirkt zum Theil ein Gleiches der Einfluss der Ostsee. Auch das langsame Steigen der Wärme im Frühjahr und deren ebenso langsames Sinken im Herbst ist eine Eigenthümlichkeit des Seeklimas.

Unter dem Einflusse der hohen Meerestemperatur im Winter wird das Winterklima des nordwestlichen Frankreich, der Südküste von England und der Westküste von Irland zu einem wahrhaft subtropischen. Die Jännertemperatur der Insel Wight und der Südküste von Devonshire wetteifert mit jener von Riva, Görz und Fiume, die von Helston an der Südküste von Cornwall kommt jener von Genua nahe, die der Scillyinseln kommt ihr sogar gleich. „Dem entspricht auch die Vegetation, welche in mancher Hinsicht einen subtropischen Charakter hat. In Brest gedeihen viele südliche Gewächse, die den Winter Montpelliers nicht vertragen. Die japanische Camelie wächst in der ganzen Bretagne in freier Erde, in Brest sogar ohne jeden winterlichen Schutz; einige Exemplare sind dort zu wahren Bäumen geworden. Desgleichen gedeiht Yucca gloriosa, zahlreiche Varietäten von Bambusen aus Japan und China in freier Erde, die Araucaria imbricata kann man in prachtvollen Exemplaren sehen, desgleichen riesige Feigenbäume. Mit den Früchten jedoch, welche eine Sommerwärme verlangen, sieht es schlecht aus; der Wein reift gar nicht, die Kirsche schwierig, Aprikosen und Mandeln blühen spät und reifen keine Früchte." Wie die Bretagne, so erscheinen auch die Canalinseln, ja zum Theil auch Irland hinsichtlich der Vegetation sehr bevorzugt. Den Fjorden Norwegens, deren Winter fast ebenso milde wie der an der Küste ist, kommt noch eine viel höhere Sommerwärme und der Schutz vor den rauhen, heftigen Seewinden zugute, so dass noch unter 66° Breite die Kirschen reifen, unter 70° noch die Gerste gedeiht und Kiefer, Birke und Espe als Bäume auftreten.

Es wäre aber ein Fehlschluss, wollte man aus den oben angestellten Vergleichen zwischen der Jännertemperatur englischer und südlicher Orte folgern, dass daher die klimatischen Verhältnisse beiderseits gleiche seien. Denn nicht die Temperatur allein kommt hierbei in Betracht, sondern auch die übrigen Factoren sind zu beachten. Während der Winter im Süden zumeist ruhiges, trockenes Wetter und viel Sonnenschein aufweist, ist er im Norden stürmisch, feucht und regnerisch. Auch im Süden regnet es genug, aber in kurzen, heftigen Güssen, im Norden dagegen nieselt es meist den ganzen Tag hindurch.

Gehen wir zu den Niederschlagsverhältnissen über, so finden wir, dass ganz Frankreich mit Ausnahme der nordwestlichen Küstenzone eine Hauptregenzeit in den Monaten September bis November und eine zweite Regenzeit im Mai hat; ein drittes Maximum des Regenfalles im März besitzt der äußerste Südwesten. Im Innern des Landes nehmen die Sommerregen zu und die Winterregen ab. Das nordwestliche Frankreich, die Bretagne und die Normandie umfassend, hat eine die Monate October bis Jänner begreifende Winterregenzeit, hier sind April und Juni die trockensten Monate, im Südwesten der Juli, im übrigen Frankreich der Vorfrühling die trockenste Zeit; doch vertheilt sich in letzterem der Regen schon recht gleichmäßig über das ganze Jahr. Den Übergang von den Herbst- zu den Sommerregen zeigen die Küstenländer der Nordsee, das nordöstliche Frankreich mit Belgien, Nordostdeutschland und Dänemark; das Maximum fällt bald auf den August, bald auf den September, am trockensten sind die Monate März und April. Im Westen und Norden der britischen Inseln herrschen entschieden Herbst- und Winterregen, im mittleren und östlichen England aber Sommerregen. Der westliche Theil Englands, sowie Irland und Schottland haben zwei Maxima, im October und im Jänner; die trockensten Monate sind April und Mai. Auf der skandinavischen Halbinsel erscheinen die Verhältnisse zu beiden Seiten des Gebirges

verschieden; die Westküste hat eine recht gleichmäßige Regenvertheilung über das Jahr mit einer deutlich hervortretenden Herbst- und Winterregenzeit in den Monaten September bis December. Am trockensten sind April, Mai und Juni. Im Osten des Gebirges stellt sich eine Sommer- und Herbstregenzeit ein, welche die Monate Juli bis October umfaßt, während der Winter nach Osten und Norden hin trockener wird.

Die Vertheilung der Regenmengen im atlantischen Klimagebiet Europas ist eine sehr ungleichmäßige; durchgehends aber zeigt sich der Zusammenhang zwischen vorwiegender Windrichtung und der trockenen und nassen Seite der Gebirgsketten, sowie die Zunahme des Regenfalles mit der Höhe. In Frankreich sind der Westabfall der Pyrenäen (120 bis 200 *cm*), das mittlere Rhonethal und das Alpengebiet am regenreichsten. Nahezu ebenso regenreich ist die Westküste Norwegens zwischen 58° und 63° nördl. Br. (100 bis 180 *cm*). Am meisten Regen empfängt England an den Seen von Cumberland (360 *cm*), dann folgt Westschottland zwischen Loch Fine und Loch Long (250 bis 325 *cm*). Die geringsten Niederschläge fallen im Innern des südlichen Norwegen (30 bis 40 *cm*) und im Hintergrunde der nördlichsten Fjorde (30 bis 35 *cm*).

Der Feuchtigkeitsgehalt der Luft bleibt das ganze Jahr hindurch dem Sättigungspunkte nahe; wie die Isonephenkarte auf S. 255 zeigt, gehört namentlich das nordwestliche Europa der Maximalzone hoher Bewölkung an.

Da im Südwesten von Europa constant hoher Luftdruck herrscht, während des Winters aber ein barometrisches Minimum bis weit in das Eismeer sich erstreckt, herrschen in Westeuropa fast beständig westliche Winde, welche die warme Seeluft dem Lande zuführen und die so milden Winter des nordwestlichen Europas bedingen. Näheres hierüber vergleiche man auf S. 357.

Das Klima von **Mitteleuropa**, d. i. des Deutschen Reiches mit Ausnahme des Küstengebietes an der Nordsee, Russisch-Polen, Österreich-Ungarn ohne die Küstenländer am Adriatischen Meere, und die Schweiz mit Ausnahme des Cantons Tessin, der schon zu Südeuropa gehört, ist kurz als ein Übergang vom Seeklima Westeuropas zum Continentalklima Russlands zu bezeichnen. Es weicht von dem eben charakterisierten deshalb ab, weil das Meer seinen directen Einfluss nicht mehr so weit landeinwärts geltend zu machen vermag, stellt aber auch noch kein eigentliches Binnenklima dar, vielmehr sind maritime und continentale Eigenschaften hier miteinander vermengt. Die jährliche Amplitude der Temperaturschwankung beträgt in Mitteleuropa 16° bis 23°, an der Küste Westeuropas nicht über 20°. Im jährlichen Gange der relativen Feuchtigkeit und Bewölkung ist ein größerer Unterschied als im atlantischen Klima. Im Sommer ist die mittlere Bewölkung 50 oder darunter, im Winter und Spätherbst, einige Gebirgsgegenden ausgenommen, über 70. Je weiter man ins Innere des Continentes eindringt, desto mehr walten Sommerregen vor, näher an der Küste Herbstregen. Auch in Mitteleuropa überwiegen westliche Luftströmungen, aber in seinem nördlichen Theile gewinnen sie namentlich im Sommer eine etwas mehr nördliche Richtung, weil zu dieser Zeit schon der niedrige Luftdruck im Innern des Continentes wirkt. Die Schweiz, das österreichische Alpengebiet, Böhmen und Mähren sind schon nahe der Grenze der vorwaltenden Westwinde Europas; weil aber hier die Windrichtung auch durch die Gebirge beeinflusst wird, treten weniger scharf ausgeprägte Windrichtungen auf. In ganz Mitteleuropa, ja zum Theil auch noch im angrenzenden Gebiete Frankreichs hat der Frühling, namentlich April und Mai, eine mehr nördliche Windrichtung, da zu dieser Zeit, besonders im Mai, der Luftdruck nach Norden am langsamsten abnimmt und Nord- und Nordwesteuropa den höchsten Luftdruck

im Jahre haben, während im Süden häufige Depressionscentra vorbeigehen. Dadurch werden die gefürchteten Kälterückfälle veranlasst, von denen auf S. 359 ff. eingehend die Rede war.

Deutschland hat, trotzdem es ausgedehnter ist als Frankreich, doch ein gleichförmigeres Klima. Da die höchsten Erhebungen im Süden liegen und das Land sich nordwärts allmählich abdacht bis zum Tieflandssaume an der Ostsee, werden die Temperaturunterschiede zwischen dem Süden und Norden geringer ausfallen müssen, als sie durch die Breitenunterschiede bedingt wären; dazu kommt noch, dass Deutschland nur nach Norden und Westen, aber nicht nach Süden gegen das Meer offen ist. Indem der Westen Deutschlands noch mehr unter dem Einflusse der westeuropäischen Verhältnisse steht, als der mehr continentale Osten, ergibt sich im allgemeinen eine Wärmeabnahme von Südwest nach Nordost, ja von West nach Ost. Betreffs der Wärmeverbreitung hat man nach A. Supan fünf Gebiete zu unterscheiden: das rheinische (mittlere Jahrestemperatur über 9° C.), das mitteldeutsche (8° bis 9°), das ostdeutsche (6° bis 8°), das Böhmen und die Mittelgebirgsländer mit einbegreifende alpine (meist unter 8°) und endlich das keilförmig in das letztgenannte sich einschiebende danubische. Der wärmste Theil Deutschlands ist das Rheinthal zwischen Basel und Koblenz und die Thäler der hier mündenden Flüsse Neckar, Main und Mosel. Am kältesten ist es, abgesehen von den Gebirgen, im Innern Ostpreußens, wo z. B. Arys eine Jahrestemperatur von 6·3°, eine Jännertemperatur von — 5·5° hat. So nähert sich Ostpreußen in klimatischer Hinsicht schon Russland, während der westliche Theil Polens noch mitteleuropäisch ist. Im Winter ist der Temperaturunterschied zwischen dem Westen und Osten Deutschlands viel größer, als zwischen dem Süden und Norden; im Sommer macht sich aber ein beträchtlicher Wärmeunterschied zwischen Süd und Nord bemerkbar. Den kühlsten Sommer haben jedoch nicht die nordöstlichsten Theile an der Ostsee, weil dort die Seewinde kühler sind, sondern der Nordwesten wegen der vorwaltenden westlichen Winde.

Die mittlere Bewölkung ist in Süddeutschland etwas größer als in Norddeutschland, überhaupt aber größer als in Russland. Sommerregen herrschen vor, wobei je nach der Gegend einer der drei Monate Juni, Juli, August der regenreichste ist. Der Procentsatz der Sommerniederschläge vergrößert sich von Nord nach Süd und von West nach Ost, d. h. er ist größer im continentalen Klima. Die Niederschlagsmengen sind am größten in den Gebirgen (Rothlach im Wasgau 154 *cm*, Freudenstadt im Schwarzwald 142 *cm*, Clausthal im Harz 143 *cm*, Brocken 124 *cm*, Tegernsee in den Alpen 119 *cm*), am geringsten im östlichen Tiefland (Rostock 43 *cm*, Danzig 48 *cm*, Stettin 49 *cm*); für ganz Deutschland hat man die mittlere Regenmenge auf 66 bis 68 *cm* berechnet.

Österreich-Ungarn setzt sich physikalisch aus sehr verschiedenen Gebieten zusammen. Zunächst bildet das böhmisch-mährische Hochland ein Klimagebiet für sich, dem sich Ober- und Niederösterreichs Theile im Norden der Donau anschließen. Böhmen selbst ist durch Randgebirge gegen Nord- und Nordostwinde geschützt, nur der Böhmerwald ist diesen ausgesetzt; im übrigen herrschen West- und Südwestwinde vor. Am wärmsten sind die breiten Thäler der Elbe und der unteren Moldau, wo die Weinrebe gut gedeiht. Das höhere südliche Böhmen ist auch außerhalb der Gebirge rauher, als man es seiner Höhenlage nach erwarten sollte. Das mittlere Tiefland hat eine Mitteltemperatur von 8·8° C., das südliche Hochland eine solche von 7·5°, das nördliche Randgebirge in den Thälern eine Durchschnittstemperatur von 5° bis 6°. Die mittlere Regenmenge beträgt 64 *cm*, aber es bestehen große Unterschiede, indem dieselbe im Böhmerwald bis auf 120 *cm*

steigt, im Innern des Landes unter 50 *cm* herabsinkt (Prag 47 *cm*). Die Vertheilung derselben über das Jahr ist eine so günstige, dass die Bodencultur durchaus keinen Schaden erleidet. Dieselbe Regenmenge hat Mähren, das im ganzen continentaler ist als Böhmen; besonders ist die Kälte im Winter stärker, — 30° wurden schon mehr als einmal im Norden Mährens beobachtet. In Böhmen und Mähren herrschen die Sommerregen etwas mehr vor als in Deutschland, der Juni ist der regenreichste Monat, im September und oft auch im October das Wetter besonders klar, lauter Umstände, welche die Landwirtschaft sehr begünstigen. Niederösterreich ist wärmer als Mähren, aber in der Donauebene und im Marchfeld regnet es schon relativ wenig, so dass die Felder nicht selten durch Dürre leiden. Wien liegt an der Grenze dieses Klimagebietes oder vielmehr an dem Trifinium dreier Klimagebiete: des böhmisch-mährischen, des alpinen und des ungarischen Steppenklimas.

In Ungarn muss man namentlich zwischen dem Klima des Karpatenhochlandes und dem des Donautieflandes unterscheiden. Letzteres hat schon ein ganz continentales Klima, ähnlich dem der südrussischen Steppen. Der Schutz vor kalten Winden aus Nord und Ost und die intensive Erwärmung des Bodens durch die Sonne geben der ungarischen Ebene eine relativ hohe Jahrestemperatur, die nicht niedriger ist als an der atlantischen Küste in gleicher Breite. Im Sommer ist Ungarn bedeutend wärmer als Frankreich und das deutsche Rheinthal, im Winter aber kälter (Budapest: Jahr 10·7°, Jänner — 1·4°, Juli 22·3°; Szegedin: Jahr 11·3°, Jänner — 1·1, Juli 22·8°). Die Extreme in den Wärmeverhältnissen sind außerordentlich groß; der Unterschied zwischen der höchsten und tiefsten Temperatur beträgt z. B. im oberen Alföld 46°, im unteren 63·8°. Die Winter sind lang und streng, in der wärmeren Jahreszeit Spätfröste häufig. Es herrschen im großen und ganzen die Sommerregen vor, doch tritt oft Dürre infolge von Regenmangel ein. Die jährliche Regenmenge beträgt 50 bis 60 *cm*. Das Karpatenland bildet eine klimatische Insel mit reichlicheren Niederschlägen und niedrigerer Mitteltemperatur. Leutschau in 564 *m* Seehöhe hat 7·2° mittlere Jahrestemperatur, Arvavaralja in 499 *m* nur 5·9°. Die Regenmengen in den Tatrathälern sind zu 67 *cm* gemessen worden. Siebenbürgen ist im Winter und im Jahresmittel kälter als Ungarn, wahrscheinlich weil im Winter häufige Windstillen einer örtlichen Erkaltung der Luftschichten günstig sind. Im Banat und in Kroatien fällt relativ mehr Regen im Spätherbst als in Ungarn und namentlich in Siebenbürgen.

Das Klima der österreichischen Alpenländer, welches J. Hann sehr eingehend bearbeitet hat, unterscheidet sich vielfach von demjenigen der Schweiz. Namentlich ist in Steiermark, Kärnten und Krain die große Zahl bergumschlossener breiter Thäler und Mulden bemerkenswert, deren Temperatur im Winter bedeutend niedriger ist, als die der umliegenden Höhen. Über diese Erscheinung haben wir schon an anderer Stelle gehandelt (vgl. S. 70). Dadurch erklärt es sich, dass südlich von den Alpen im Drauthale und anderen breiten Thälern Kärntens die Wintertemperatur sogar niedriger ist als nördlich von den Alpen. So erscheint das Becken von Kärnten in hohem Grade continental und man würde daher erwarten, dass hier der Sommer wenigstens ebenso warm sein sollte wie in Südtirol, welches in dieser Jahreszeit schon eine subtropische Temperatur besitzt. Dies ist nun aber nicht der Fall, sondern der Sommer ist in Kärnten viel kühler als im südlichen Tirol. Wahrscheinlich wird dies zum Theil durch die stärkere Bewölkung des Kärntner Himmels bewirkt; dazu kommt aber wohl noch, dass die Berge Südtirols stark entwaldet sind, während in Kärnten noch dichte Wälder die Berge bedecken. Der große Temperaturunterschied an der Erdoberfläche zwischen der Nordseite und Südseite der Alpen im Sommer, während in den höheren Niveaus die

Temperaturdifferenzen sich rascher ausgleichen, muss zur Folge haben, dass im Sommer bei Wetterstürzen häufig die heiße Luft über der italienischen Ebene von den kalten oberen Luftströmungen überweht wird. Dies bedingt dann heftige Gewitter mit Hagelfällen, wodurch der Südfuß der Alpen und die oberitalische Ebene sich in der That auszeichnen. Auf den Meridianen der westlichen Centralkette der Alpen erfolgt die Wärmezunahme nach Süden im Niveau von 500 *m* ungefähr doppelt so rasch als im Niveau von 2000 *m*, auf den Meridianen von Österreich und Kärnten bleibt das ganze Jahr hindurch die Temperaturänderung rascher in der Höhe als unten. Die schnellste Temperaturzunahme mit der Breite beim Überschreiten des centralen Alpenkammes findet man im Winter in Tirol; weiter im Westen ist diese Temperaturänderung mit der Breite deshalb kleiner, weil die Ostschweiz noch eine mildere Wintertemperatur hat als Nordtirol. Sehr bemerkenswert ist die rasche Abnahme der Temperatur unter gleicher Breite von Westen nach Osten auf der Südseite der Alpen. Das ganze Jahr hindurch, am meisten jedoch im Winter, sind die östlichen Alpenländer viel kälter als die westlichen. Auf der Nordseite der Alpen nimmt zwar auch die Wintertemperatur von Westen nach Osten hin ab, jedoch in unvergleichlich geringem Maße, während die Sommertemperatur normalerweise nach Osten hin etwas zunimmt. Der Einfluss des Atlantischen Oceans beherrscht also noch die Nordseite der Alpen, der Alpenzug setzt ihm eine gewisse Schranke, die allerdings nach Osten hin schwächer wird.

In den österreichischen Alpenländern ist die jährliche Regenmenge groß (Raibl 218 *cm*, Alt-Aussee 197 *cm*, Bregenz 155 *cm*, Laibach 142 *cm*). Sommerregen herrschen entschieden vor; nur in Südtirol gibt es zwei Maxima, deren eines auf Mai und Juni, das andere auf den October fällt; in Krain, wo dieselben Monate die regenreichsten sind, treten die Herbstregen schärfer hervor.

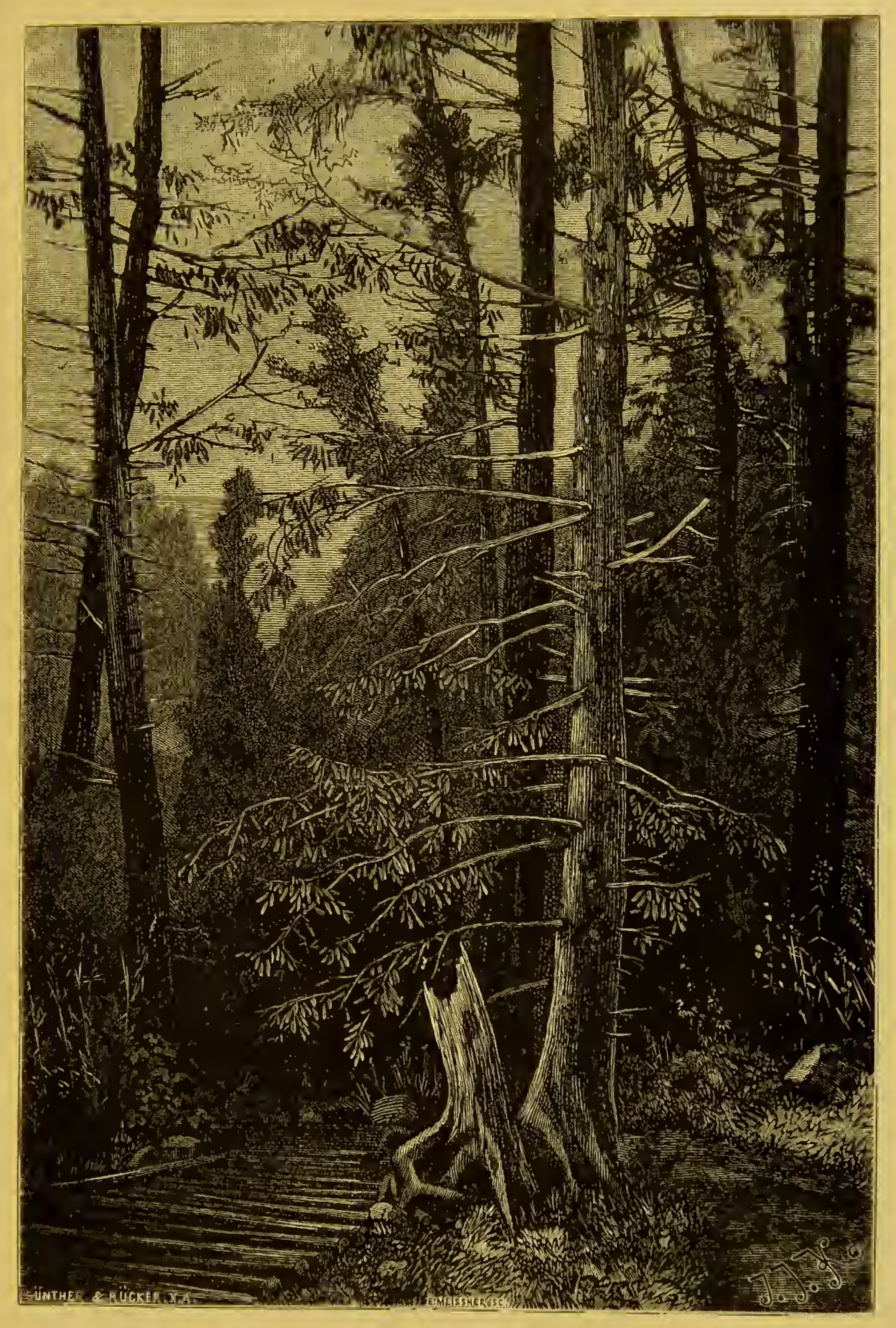
Die Schweiz zeigt erhebliche Temperaturunterschiede, bedingt durch die Höhenlage und die Gebirgsrichtung. Hohe Alpenthäler, wie Zermatt, Engelberg, Urseren, Engadin, haben ein Jahresmittel von 5° bis 2° C., die Passhöhe des St. Gotthard —0·6°, des St. Bernhard —1·3°. Während im Mittellande die durchschnittliche Jahreswärme um 8° oder 9° C. sich bewegt, haben günstig gelegene Thäler viel höhere Zahlenwerte; besonders bevorzugt sind das Nordostgestade des Genfersees, das untere Rhonethal und Genf. Die Regenmenge ist auch hier bedeutend, wohl nicht auf der Ebene, wo sie nur 60 bis 70 *cm* beträgt, sondern im Gebirge, wo sie stellenweise auf 150 und 200 *cm* steigt. Zu bemerken ist, dass die Alpen keine Regen- und trockene Seite haben, denn die vorwaltenden und dabei feuchtesten Winde streichen ihnen parallel. In dem größeren Theile der Schweiz herrschen Sommerregen vor, freilich in geringerem Grade als in den österreichischen und bayerischen Alpen. Die West- und Südschweiz haben schon vorwaltende Herbstregen, und in den höheren Regionen der Alpen fallen im Westen viel größere Schneemassen als im Osten. Daher ist die Grenze des beständigen Schnees und der Gletscher niedriger in der West- als in der Ostschweiz, noch mehr aber als in den österreichischen Alpen. Über den Föhn, welcher auch in den östlichen Alpengebieten auftritt, vgl. man S. 196 ff.

Den ganzen Osten Europas nimmt das gewaltige sarmatische Tiefland ein, welchem sich im Südwesten das untere Donautiefland Rumäniens anschließt. Aber jenseits des meridional streichenden Uralgebirges dehnt sich wieder ein ungeheures Tiefland, das westsibirische, aus, welches mit der Kirgisensteppe und dem Tieflande Turkestans in Zusammenhang steht. Diesseits und jenseits des Uralgebirges herrscht die gleiche Bodenformation, dasselbe Klima, der gleiche Pflanzenzug, weshalb eine Zusammenfassung des ganzen Gebietes gerechtfertigt erscheint. Hier begegnet uns,

abgesehen von einigen kleineren Küstenstrecken, ein rein continentales Klima, und dieser Charakter verschärft sich noch bei der Überschreitung des Uralgebirges und dem Eintritt in Sibirien. Das Klima von Russland und Westsibirien bietet nur graduelle, aber keine generellen Unterschiede dar. Infolge des ebenen Charakters des Landes und der geringen Höhen fehlen scharfe Unterschiede nahegelegener Orte, die allgemeinen Züge des Klimas treten deutlicher hervor. Die mittleren Jahrestemperaturen in diesem kolossalen Landcomplex variieren naturgemäß bedeutend, zwischen — 4·5° (Beresow) und + 17·7° (Archur-Abe nahe dem Kaspischen Meere), aber der thermale Grundcharakter verbleibt doch allenthalben ein und derselbe. Im mittleren europäischen Russland nimmt die Temperatur von Nord nach Süd zwischen 65° und 50° Breite langsam und ziemlich gleichmäßig zu; südlich von 50° wird die Wärmezunahme unter dem Einflusse des Schwarzen Meeres und vielleicht auch noch des Mittelmeeres eine viel raschere, der äußerste Norden wird aber durch das auch im Winter offene nordeuropäische Eismeer in milderndem Sinne beeinflusst. In Westsibirien beträgt der mittlere Wärmeunterschied zwischen Beresow unter 64° und Taschkent unter 41° nördl. Br. bereits 17·8°. Die jährliche Amplitude in Europa und Westsibirien wächst von Westen nach Osten, nach dem Innern des Continentes vom Atlantischen Oceane. Sie beträgt in St. Petersburg 57·8°, in Moskau 61·9°, in Kasan 63·5°, in Nukuß 66·8°, in Katharinenburg 69·0°, in Barnaul 77·6° und in Jenisseisk gar 81·9° C. In ähnlicher Weise wachsen die absoluten Minima, auf welche aber die örtliche Lage einen größeren Einfluss hat; sie sind mit Ausnahme der südlichsten Striche durchgehends sehr groß: St. Petersburg — 39·0°, Moskau — 42·5°, Ustsyssolsk — 48·8°, Bogoslowsky — 49·4°, Barnaul — 55·0°, Jenisseisk — 59·4°. Darnach sind schon die Winter des europäischen Russland sehr kalt, furchtbar aber die Fröste in Sibirien. Nach v. Middendorffs Schilderung wird im sibirischen Winter das Quecksilber hämmerbar wie Blei, das Eisen spröde, dass die Beile wie Glas springen; feuchtes Holz wird härter als Eisen und widersteht der Axt. Hell krachend platzen mit mächtigen Schüssen ringsum die Bäume des Urwaldes. Man möchte nicht glauben, dass Pflanzen und Thiere eine so entsetzliche Wärmeentziehung ungefährdet zu ertragen vermögen. Aber auch die menschliche Gesundheit leidet unter dieser furchtbaren Kälte nicht, da die Kleidung und Wohnung und die ganzen Lebensgewohnheiten der Bewohner darauf eingerichtet sind. Wie die Winterkälte, so nimmt auch die Sommerwärme nach Osten hin stetig zu; die Julitemperaturen betragen in: St. Petersburg 17·7°, in Moskau 18·9°, in Kasan 19·6°, in Astrachan 25·5°, in Nukuß 26·4°, selbst in höheren Breiten haben Tobolsk und Tomsk 19·2°, Barnaul 19·6°, Jenisseisk 20·0°.

Die Niederschläge erfolgen in Russland und Sibirien, soweit ihre Vertheilung über das Jahr in Frage kommt, sehr gleichförmig, und zwar ist der Sommer die bevorzugte Jahreszeit.

In Russland fällt fast überall in den wärmeren Monaten mehr als die Hälfte der jährlichen Regenmenge. Von Norden nach Süden kann man den ganzen Raum in drei Gebiete theilen: bis zu 59° nördl. Br. regnet es am meisten im August, zwischen 59° und 51° im Juli und im Süden bis zum Schwarzen Meere im Juni. Auf den ersten Blick kann es sonderbar erscheinen, dass im Norden Russlands sich weniger Wasser niederschlägt als in den mittleren Gouvernements, da in den letzteren oft über Dürre geklagt wird. Nach Woeikoff genügt jedoch die kleine Menge des im Norden fallenden Wassers, weil im Norden die Temperatur niedriger ist; weil der Schnee sich lange hält und nach dem Schmelzen desselben die Feuchtigkeit lange im Boden bleibt; weil die Regen seltener in Form



Wald an der Wolga.



von Platzregen niederfallen als im mittleren Russland und namentlich im südlichen, sondern meistens als Landregen; weil endlich die ausgedehnten Wälder die Kraft des Windes vermindern und den Boden vor großer Verdunstung schützen. Unermessliche Nadelholzwälder nehmen den Norden Russlands vom Polarkreis bis 58° oder 59° Breite ein; weiter südlich im Gebiet der oberen und mittleren Wolga ist er bereits gelichtet, und Ackerflächen mischen sich zwischen denselben, welche mit abnehmender Breite ein immer größeres Areal einnehmen; den Süden erfüllt dann das Steppenland, welches nur an einzelnen Stellen durch Culturboden unterbrochen ist. Auch diese südrussische Steppe hat Sommerniederschläge mit einem Maximum im Juni; nicht der Regenmangel ist es, wie Woeikoff dargethan hat, der ihre Steppennatur veranlasst, sondern gerade der Umstand ist dem Aufkommen einer höher gearteten Pflanzendecke hinderlich, dass die in Form heftiger Platzregen niedergehenden Wassermassen rasch abfließen und nicht in die Tiefe eindringen.

Die Niederungen empfangen in der kalten Jahreszeit wenig meteorisches Wasser, erst im Hügellande wird der Schneefall stärker. Auf den Ebenen herrscht örtlich ein Schneemangel, welcher der Schlittenfahrt hinderlich ist und selbst in Sibirien gestattet, die Pferde im Winter bei Scharrfutter zu halten. Der Westabhang des Ural und die hügelige Gegend im Westen von ihm ist reicher an Schnee, als z. B. die niedrigere Gegend an der Wolga. Im Sommer sind auch am Ostabhange des Ural die Regengüsse reichlicher und oft von Gewittern begleitet. Überhaupt wächst auch hier die Regenmenge mit der Annäherung an die Gebirge. Am Fuße der Karpaten, in Ostgalizien und der Bukowina regnet es viel mehr als in der Ebene, 57 bis 68 *cm*, während die jährliche Regenmenge in den russischen Ostseeländern 50 *cm*, in Mittelrussland 50 *cm*, in Westsibirien nur 37 *cm* beträgt. Noch trockener ist die Kirgisensteppe in der aralokaspischen Senke, wo weniger als 20 *cm* im Jahre fallen und die Vertheilung nach den Monaten sehr unregelmäßig ist. Dies ist überhaupt die trockenste Gegend unseres ganzen Gebietes, wo die durchschnittliche Wolkenbedeckung des Firmamentes nur 0·3 beträgt.

Eine eigenthümliche Erscheinung im Innern Sibiriens sind die trotz der unerhörten Trockenheit inmitten des Winters auftretenden Frostnebel (Morók),[1] welche namentlich in der Nähe offener Stellen in der Eisdecke der Flüsse entstehen und bisweilen so dicht sind, dass die Sonne selbst nicht durchzublicken vermag.

In Bezug auf die Winde ist Russland und Westsibirien in zwei Theile zu scheiden. Diese Scheidung in zwei Windgebiete im Winter hängt zusammen mit der Luftdruckvertheilung, indem sich eine Zunge hohen Luftdruckes vom großen Barometermaximum Ostasiens durch Westsibirien und das südliche Russland bis in das südliche Mitteleuropa hinein erstreckt. Nördlich von dieser Zone überwiegt noch der Einfluss des Nordatlantischen Oceans und des offenen Eismeeres, und herrschen die südwestlichen Winde vor; südlich davon herrschen die östlichen und nordöstlichen Winde, und mit ihnen der continentale Einfluss. Die Grenzlinie zwischen beiden Gebieten hat Woeikoff die „große Achse des Continentes" genannt; von Ostsibirien in südwestlicher Richtung kommend, durchschneidet sie Westsibirien etwa unter 53° Breite, geht durch das europäische Russland vom Uralfluss unter 50° über Zarizyn an der Wolga nach Alexandrowsk am Dnjepr und erreicht nördlich von Kischinew die Karpaten. Im Sommer herrschen vollkommen gegensätzliche Verhältnisse. Die Cyclone über Ostasien macht einer Anticyclone Platz, und nunmehr bringen in das europäische Russland nordwestliche bis nördliche, nach

---

[1] Vom russischen Mrak, Dunkelheit.

Westsibirien aber nördliche und nordöstliche Winde ein und bringen nasskalte Luft in das Gebiet hoher Sommerwärme.

Bekanntlich nennen die Steppenbewohner Russlands und Sibiriens alle starken Winde Burane; gefürchtet ist aber nur der entsetzliche Winterburan (vgl. S. 208 f.). Erst anfangs December 1890 sind bei einem Buran, unter dessen Wüthen die Temperatur auf — 30° sank, 30 durch die Steppe reitende Kirgisen erfroren, und sollen Menschen und Vieh einer ganzen Warenkarawane umgekommen sein.

Die größten klimatischen Gegensätze sind in Turan zu beobachten. Der Kaspisee friert im Norden jeden Winter fest zu; an seinem Südufer stehen immergrüne Laubhölzer. Der Amu deckt sich einen Monat jährlich mit Eis, in Buchara bleibt der Schnee liegen. Aber in dem heißen regenarmen Sommer gedeihen bei künstlicher Bewässerung Baumwolle, Reis und Indigo; Weizen, Hirse, Mohn, Tabak liefern reiche Ernten, alle Fruchtbäume gedeihen aufs beste, Wein, Orangen, Feigen, Pfirsiche, wenn auch der Landbauer sie im Winter schützen muss.

Hier sei noch einiges über den Kaukasus eingeschaltet, der mit seinem nördlichen Abhange dem trockenen Steppengebiet der kaspischen Senke zugewandt ist, während auf seiner Südseite die schärfsten klimatischen Gegensätze in ostwestlicher Richtung sich gegenübertreten. Der Westflügel, der auf eine bedeutende Erstreckung hin unmittelbar dem Schwarzen Meere entsteigt und weit waldreicher als der Norden ist, empfängt reiche Niederschläge, wogegen der Ostflügel auch auf seiner Südseite von Steppengebieten begleitet wird. Diese Gegensätze sprechen sich am deutlichsten in der merkwürdigen Vertheilung der Schneegrenze aus, die um so höher rückt, je weiter man sich vom Schwarzen Meere entfernt. Im Westen liegt sie nämlich zwischen 2700 und 2800 *m*, in der Mitte unter 3700 *m*, auf den östlichsten Gipfeln erst in 3700 *m* Höhe. Mit Recht hat daher Abich gesagt, dass der Kaukasus als ein Übergangsgebiet zwischen zwei Continenten in seiner Osthälfte noch asiatischen, in seiner Westhälfte schon europäischen Charakter zeige. Noch seien die mittlere Jahrestemperatur und die Regenmenge einiger Orte hinzugefügt: Wladikawkas (Nordseite) 8·7°, 87 *cm*; Kutais (westlicher Theil der Südseite) 14·4°, 179 *cm*, Tiflis (östlicher Theil der Südseite) 12·6°, 49 *cm*.

Wir wenden uns Hochasien zu, dem gewaltigen Gebiet zwischen dem Pamir und den westlichen Randgebirgen Chinas, vom Altai und Sajan im Norden bis zum Himalaya im Süden reichend, welches die höchsten Plateaus und die höchsten Gebirge unserer Erde begreift. Trotz der enormen Ausdehnung und der wechselnden Höhe kommen dem Klima dieses Gebietes doch einige gemeinsame Züge zu: die unter 0° bleibende Temperatur der Wintermonate, die intensive Trockenheit und die sehr kleine Regenmenge. Doch gibt es einen Unterschied zwischen dem westlichen und dem östlichen Gebiete, indem jenes sehr trocken, dieses etwas weniger trocken ist, weil daselbst die sommerliche Regenmenge etwas größer.

Die Gegend von Kaschgar und Jarkand in Ostturkestan ist, soweit sie nicht bewässert wird, eine Wüste. Während des Frühlings und Sommers herrschen Nord- und Nordwestwinde vor, welche den feinen Detritus des Wüstenbodens aufheben und dadurch die Luft gleich einem Novembernebel trüben. Die jährliche Amplitude der Temperatur ist zwar ziemlich groß, aber starke und plötzliche Wärmewechsel sind selten, wie Woeikoff annimmt, wohl infolge der Umschließung der Ebenen Ostturkestans durch die höchsten Gebirgsketten der Erde. Der Winter ist still und kalt, der Himmel in dieser Jahreszeit mehr oder weniger bedeckt. Rasch entwickelt sich aus ihm der Frühling, der gegen Ende plötzlich in den Sommer übergeht. Im Sommer bilden sich häufige Wirbelwinde und Staubsäulen über der

Ebene; keine Regenstürme, wohl aber Sandstürme mit Donner und elektrischen Entladungen treten gelegentlich auf. Der Herbst ist gleich dem Winter eine ziemlich stille Jahreszeit, eingeleitet durch Nordwestbrisen, welche den Sommerstaub zertheilen und die Trockenheit der Luft brechen.

Über die Ebene in der Gegend des unteren Tarim und des Lob-nor wissen wir durch Prschewalski, daſs der Winter daselbst klar und ziemlich windstill, die Temperatur wohl bedeutend unter 0°, aber ansehnlich höher als in der Mongolei ist. In der Wüste Chami zwischen Thian-schan und Nan-schan hatte zur Sommerszeit seine Expedition von entsetzlichen Stürmen viel zu leiden. Oft wurden solche Massen von Sand und Kies aufgewirbelt, daſs die Atmosphäre sich verdunkelte und in kurzer Zeit trotz der Mittagsstunde vollständige Dunkelheit herrschte. In der Oase Sa-tschen erlebten sie einen Sturm, dessen Gewalt so groß war,



Sturm in der Wüste Chami. (Nach Prschewalski.)

daſs er die umstehenden Gesträuche und Halme vom Boden riſs und in die Luft entführte. Das von Prschewalski entdeckte Kiriagebirge hat ziemlich bedeutende Schneemengen und große Gletscher; dort regnete es auch in den Monaten Juli bis September fast täglich, während in den Oasen am Fuße des Gebirges fast gar kein Regen fiel. In Westtibet besitzt trotz der Trockenheit im oberen Industhale das Karakorumgebirge gewaltige Gletscher, höchst wahrscheinlich, weil dampfreiche Südwinde den hier niedrigeren Himalaya überschreiten können.

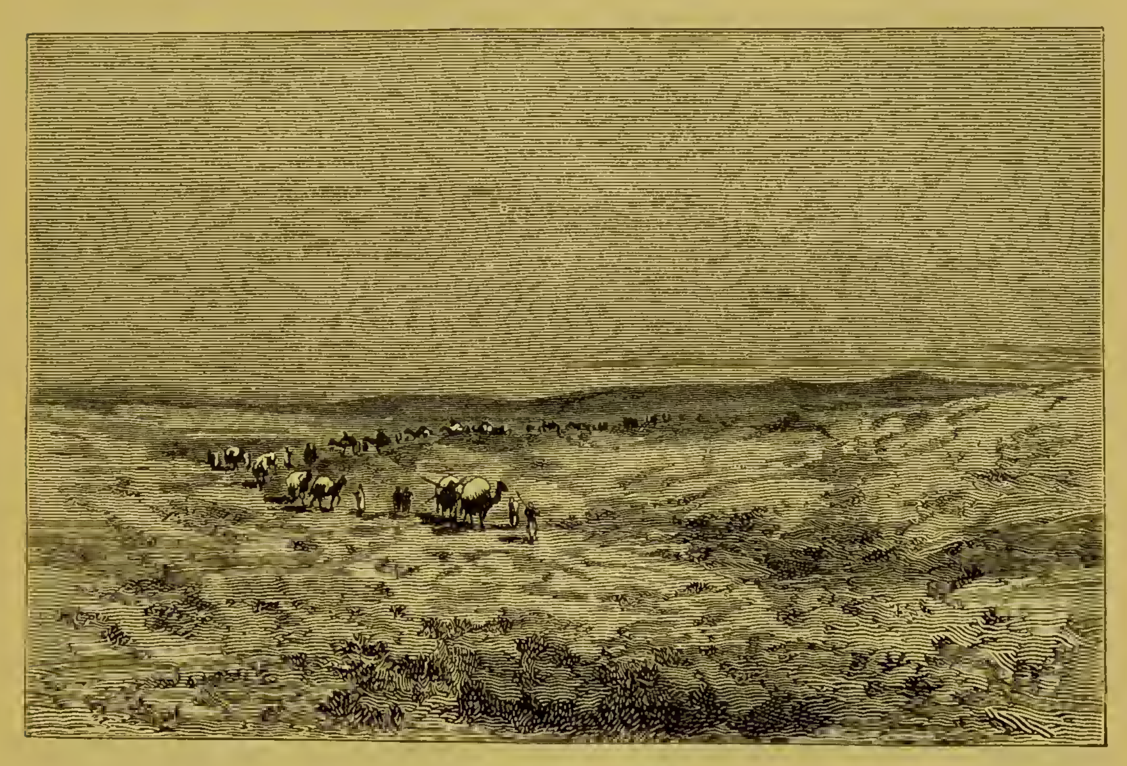
Auch mit dem Klima des eigentlichen Tibet hat uns Prschewalski näher bekannt gemacht. Die Temperatur daselbst ist nicht bloß wegen der bedeutenden Höhenlage niedrig, sondern auch deshalb, weil die hohen Gebirge im Süden die warmen Winde abhalten, wogegen im Norden die Gebirge sich sehr wenig über

das Plateau erheben. Im Winter wurden Temperaturminima unter —30° beobachtet. Die tägliche Schwankung ist sehr groß. Besonders häufig im Frühling treten gewaltige Weststürme auf, die nicht nur die Luft mit Sand und Staub erfüllen, sondern selbst kleine Steine zu bewegen imstande sind. Nicht gering ist ihre geologische Wirkung, denn sie haben zusammen mit den Frösten des Winters und den Regen des Sommers die Configuration des Landes bedeutend verändert. Der Winter ist arm an Schnee, im Sommer aber regnet es im nördlichen Tibet sehr viel und die Luft ist beständig feucht. Prschewalski betrachtet den westlichen Regenwind Nordtibets als eine directe Fortsetzung des indischen Südwestmonsuns. Woeikoff tritt dem entgegen, da der Sommermonsun in den Ebenen Indiens nicht von Südwest, sondern von Südost kommt. Er nimmt vielmehr an, dass auf der Höhe der Kämme und Pässe des Himalaya die Flächen gleichen Luftdruckes über Indien bedeutend höher sind als über Tibet, dass also der Luftdruck im Südwesten auf dieser Höhe bedeutend größer sein muss als im Nordosten, weshalb die in Tibet vorwaltenden Winde westliche sein müssen, und da selbst auf diesen Höhen noch ziemlich große Mengen Wasserdampf vorhanden sind, so ist natürlich Ursache zu ergiebigen Niederschlägen vorhanden. Im südlichen Tibet soll viel weniger Regen im Sommer fallen als im nördlichen; dies wird durch die Nähe des Himalaya erklärt und die etwas tiefere Lage der bewohnten Thäler.

Die Wüste Gobi, welche den Osten Hochasiens einnimmt, ist von den Wüsten Afrikas und Arabiens sehr verschieden. Nach den Karten F. v. Richthofens überwiegt im Nordosten die Kiessteppe, ebenso auf der Linie von Liang-tschufu nach Hami, nördlich dieser Linie und zu beiden Seiten des Hoangho, wie in einigen Flächen der Dsungarischen Mulde überwiegt die eigentliche Sandwüste. Neben den Sanddünen kommen auch Lößanwehungen häufig vor. Von den Randgebirgen strömen Bäche und Flüsse, die im trockenen Boden sich verlieren oder in Salzseen endigen. Von Urga etwa 200 *km* nach Südosten reicht eine mit ausgezeichnetem Graswuchs bedeckte Steppe, welche unmerklich in die eigentliche Gobi übergeht. Aber ganz entblößte Stellen sind auch in dieser selten; doch wird das Gras kaum einen Fuß hoch und bedeckt die röthlich-gelbe Oberfläche nicht; an besser bewässerten Strichen zeigen sich drahtharte niedrige Büsche, auf salzigem Boden erscheint die Budargana (Calidium gracile), das berühmte Kameelfutter. Die Temperaturverhältnisse sind extrem; während im Winter das Thermometer bis auf —44° C. sinkt, steigt es im Sommer bis auf +45°. Urga hat eine mittlere Jännertemperatur von —26·7°, eine Julitemperatur von 17·7°, was eine Differenz von 44·4° ergibt. Die jährliche Regenmenge daselbst, die freilich fast ganz auf den Sommer fällt, beträgt 24 *cm*. Aber auch in den trockeneren Theilen der Gobi ist der Sommer keineswegs regenlos, wie überhaupt die Regen in dieser Jahreszeit am häufigsten auftreten. Je weiter man nach Südosten vorschreitet, desto regelmäßiger scheinen die Sommerregen zu werden, desto größer die Annäherung an die Monsunregion Ostasiens.

Wenden wir uns nun Ostsibirien zu, so finden wir über demselben im Winter das größte und constanteste Barometermaximum der Erdoberfläche, welches von Windstillen und von einer extremen Kälte begleitet wird, wie sie sonst nirgends zu beobachten ist. Die winterlichen Südwestwinde und der Einfluss des Nordatlantischen Oceans und des Europäischen Eismeeres, welche sich noch in Westsibirien geltend machen, dringen nach Ostsibirien nicht mehr vor, und der Abfluss der durch Strahlung unter einer reinen und trockenen Atmosphäre erkalteten Luftmassen nach Süden und Osten wird durch mehrfache und hohe Gebirge gehemmt. Dazu kommt noch, dass der gebirgige Boden Ostsibiriens auf die Temperatur-

verhältnisse des Winters ähnlich wirkt, wie es in unseren Alpenthälern der Fall ist (vgl. S. 70). Überdies darf der Einfluss der in jedem Winter vorhandenen Schneedecke nicht außeracht gelassen werden (vgl. S. 274). Die niedrigsten Wintertemperaturen in Sibirien und auf der Erde überhaupt zeigen sich im Gebiete Jakutsk, d. i. im größeren Theile des Lenabassins und in den Gebieten der Flüsse östlich und westlich davon. Jakutsk hat eine mittlere Jännertemperatur von — 42·8°, Ustjansk eine solche von — 41·4°, Werchojansk gar nur — 49·0°. Die mittlere Temperatur der drei Wintermonate in den genannten Orten beträgt — 40·2°, — 37·6°, — 48·2°. Die zu Jakutsk (— 62·0°) und zu Werchojansk (— 68·0°) beobachteten Temperaturminima stellen die niedrigsten auf der Erde bis jetzt wahrgenommenen Wärmegrade dar. Da der Winter zumeist sehr ruhig, dabei an Niederschlägen außerordentlich arm und die Luft sehr trocken ist, können diese



Partie aus der Wüste Gobi.

ungeheuren Frostgrade auch von den nomadischen Bewohnern Ostsibiriens unbeschadet durchgemacht werden. Doch werden in Nordostsibirien die niedrigen Temperaturen bei Windstille oder schwachen Winden häufig von dichten Frostnebeln (Morok) begleitet. Die größte Kälte tritt vor Mitte Jänner ein, der Februar ist schon merklich wärmer, im März thaut es an sonnigen Orten, wenn auch die Mitteltemperatur noch tief unter Null ist, täglich sehr stark. Der Sommer ist sehr warm; in Ustjansk ist die Mitteltemperatur des Juli 13·4°, in Werchojansk 15·4°, in Jakutsk 18·8°. Selbst in Werchojansk steigt die Temperatur noch bis 30° C. und darüber. So zeigt Ostsibirien das extremste Continentalklima, welches aber auch seine Vorzüge hat. Namentlich muss die hohe Sommerwärme hervorgehoben werden, welche über einem ewig gefrorenen Boden und bei außerordentlich niedrigen Jahrestemperaturen (Jakutsk — 11·2°, Werchojansk — 16·7°) noch Ackerbau

und hochstämmigen Lärchenwald gedeihen läſst. In etwas niedrigeren Breiten iſt aber die Vegetation ſogar eine üppige. Mit Stolz behauptet der Sibirier, daſs ſein Land im Sommer einem blühenden Garten gleiche. Fügen wir hinzu, daſs das Klima das ganze Jahr hindurch ſehr conſtant und überhaupt ſehr geſund iſt, ſo finden wir es ſehr begreiflich, wenn der Oſtſibirier mit großer Liebe an ſeinem Heimatlande hängt. Dem ſchneearmen Winter ſteht ein regenreicher Sommer gegenüber, indem unter vollkommen geänderten Luftdruckverhältniſſen ſich ein Sommermonſun in Form conſtanter Südweſt-, Süd- und Südoſtwinde einſtellt, welche Niederſchläge bewirken; öſtlich von der Lena kommen nur Nordoſt-, Oſt- und Südwinde vor, die vom Großen Ocean herkommen. Der relativ geringe Schneefall im Winter erklärt das Fehlen von Gletſchern in dem ſo gebirgigen Oſtſibirien; nur ganz im Süden, dem hohen Munko-Sardyk, kommen einige ganz kleine vor. Es gibt nur Anſammlungen zweifacher Art von Schnee und Eis: in einige Thäler wird durch die Winde ſo viel Schnee geweht, daſs er im Sommer nicht ganz ſchmilzt und ſich in Firn verwandelt; in Thalmulden, welche von Bächen oder Flüſſen durchzogen ſind, bildet ſich eine compacte Eismaſſe, über welche im Sommer das fließende Waſſer ſeinen Weg nimmt; K. v. Ditmar hat dieſe Eisanſammlungen „Eismulden" genannt.

Weſentlich anders iſt das Klima an der Küſte des Ochotskiſchen Meeres. Während des ſehr kalten Winters wehen Landwinde aus Nordweſt, Weſt oder Südweſt mit unwiderſtehlicher Gewalt; ſie behalten ihre Richtung mit ſolcher Conſequenz bei, daſs ſie auf weiten Strecken parallele Schneewellen oder „Saſtrugi" (ſ. S. 274) erzeugen. Dies iſt auch auf Kamtſchatka der Fall, wo im Winter heftige Nordoſtwinde vorherrſchen und wo nach G. Kennans Bericht die Saſtrugi den Korjäken als unfehlbare Wegweiſer dienen. Der Frühling an der Weſtküſte des Ochotskiſchen Meeres iſt ſehr kalt, im Sommer walten conſtant öſtliche Seewinde vor, welche der Küſte Kälte, dichten Nebel und Staubregen bringen, da ſie vom Eiſe kommen. Dieſes Wetter hält bis in den Herbſt an, der aber viel wärmer als das Frühjahr iſt.

China und die ſüdliche Mandſchurei bilden den eigentlichen Centralraum des oſtaſiatiſchen Monſuns, Japan ſein öſtliches Grenzgebiet. Im Winter herrſcht im Innern des Continentes hoher Luftdruck, daher bringt der von dort wehende Wind kaltes, trockenes Wetter. Die Jännertemperaturen ſind deshalb mit Rückſicht auf die geographiſche Breitenlage gering; Peking unter 39° 57′ nördl. Br. hat —4·6° (Corfu unter 39° 37′: +10·2°), das Gelbe Meer friert alljährlich zu. Auch Zikawei bei Schanghai (31° 13′ nördl. Br.) hat nur 2·1° Jännertemperatur (Alexandrien unter 31° 12′: 14·9°). In Japan zeigen Hakodate —2·9°, Tokio 2·3°, Niigata 2·2°. Die Trockenheit des winterlichen Monſuns wird noch dadurch vergrößert, daſs es ein abſteigender Wind iſt, weshalb ſich ſeine Temperatur etwas erhöht. Dieſer Nordweſtwind, der im nordweſtlichen Theile Chinas nicht nur im Winter, ſondern auch im Frühling und Herbſt vorwaltet, bringt fortwährend Maſſen feinen Staubes mit ſich, die allmählich niederfallen. Alles iſt von dem Staube gelb gefärbt, Felder und Wege, Bäume, Gebäude und Menſchen. Er veranlaſste die enorme Ausbildung der Lößformation in China, wie F. v. Richthofen richtig erkannt hat. Da dieſer Staub, wie letzterer darthut, nur den Salzſteppen der Mongolei entſtammen kann, liefert ſein Vorkommen auch den Beweis für die Exiſtenz des Nordweſtmonſuns während der kalten Jahreszeit in ſolchen Theilen Oſtaſiens, deren Klima bisher noch nicht beobachtet iſt. Im Sommer iſt der Luftdruck auf dem Meere bedeutend größer als auf dem Continente, weshalb der Sommermonſun vom Meere her kommt und Wolken und Niederſchläge bringt.

Da dieser Wind ein aufsteigender ist, wird dadurch seine Feuchtigkeit noch vergrößert. Der Frühling ist im Norden und Süden Chinas sehr verschieden; am größten ist der Gegensatz im Mai, da im Süden schon der feuchte Südmonsun in voller Kraft ist, während im Norden noch die trockenen Winde aus dem Innern des Continentes vorwalten und die Regenmenge unbedeutend ist. Im nördlichen China ist der Frühling die Zeit der größten Lufttrockenheit und der Stürme. Der Übergang vom Sommer- zum Wintermonsun vollzieht sich rascher und gleichartiger in den verschiedenen Theilen Chinas, als der Übergang vom Winter- zum Sommermonsun. In Japan ist der Herbst die Jahreszeit der Wärme, der so gefürchteten Taifune (vgl. S. 224). Japans Klima ist im ganzen viel milder als das des gegenüberliegenden Festlandes, namentlich an der Ostseite der Inseln, wo der Kuro Schio die Winterkälte mäßigt, im Sommer aber die Seewinde kühlend einwirken. Auf den nördlichen Inseln, die gleich der Küste Chinas von einer kalten Strömung berührt werden, herrschen schärfere Gegensätze. Die jährlichen Regenmengen sind im nördlichen China nicht groß (Peking 64 *cm*), nehmen aber längs der Küste nach Süden sehr bedeutend zu (Schanghai 111, Kelung auf Formosa 305 *cm*); Japans Sommer ist sehr reich an Niederschlägen (jährliche Regenmenge in Hakodate 112, in Niigata 169, in Tokio und Umgegend 186 *cm*), aber auffallend arm an Gewittern. Während im nördlichen China der Winter fast regenlos ist, gibt es im mittleren China und in Japan auch winterliche Niederschläge, sowie ganz beträchtliche Herbstregen; daher kommt Woeikoff zu dem Schlusse, dass das Monsunklima in seiner extremen Ausbildung in Nordchina herrscht, während im mittleren China und Japan es in gemilderter Form besteht.

Wir wenden uns schließlich den innerhalb des gemäßigten Gürtels gelegenen Theilen Nordamerikas zu. Hier finden sich die größeren klimatischen Unterschiede nicht, wie anderwärts, der geographischen Breite, sondern vielmehr der Länge nach angeordnet, was sich aus dem orographischen Baue des Continentes erklärt; zwischen Norden und Süden gibt es nur graduelle, jedoch keine wesentlich generellen Unterschiede. In der Richtung von Ost nach West zerfällt dagegen das gemäßigte Nordamerika in drei verschiedene Klimagebiete mit meridional verlaufenden Grenzlinien. Das erste derselben bildet der breite Strich zwischen der atlantischen Küste und der Bodenerhebung westlich vom Mississippi; das zweite umfasst das Plateauland der Rocky Mountains und der Sierra Nevada; das dritte Gebiet endlich wird vom pacifischen Küstensaum gebildet.

Das östliche Klimagebiet Nordamerikas besitzt die auffällige Eigenthümlichkeit, dass der Gegensatz zwischen Küsten- und Binnenklima nicht scharf hervortritt. Dies gilt sowohl von den Temperatur- als von den Niederschlagsverhältnissen. Die Küste besitzt trotz der Nähe des Meeres und des warmen Golfstromes einen continental strengen Winter, weil die kalten Landwinde aus Nordwest vorherrschen. Aber auch im Sommer kann sich der mildernde Einfluss des Meeres nicht geltend machen, weil dann die mittlere Windrichtung eine mehr südwestliche und westliche als südöstliche ist. In Bezug auf die Menge und die jährliche Periode der Niederschläge bestehen zwischen dem Küsten- und dem Binnengebiet ebenfalls keine erheblichen Unterschiede. Das ganze östliche Gebiet, welches die größere Hälfte des Continentes ausmacht, hat somit im wesentlichen einen übereinstimmenden klimatischen Charakter, welcher sich als Continentalklima, aber mit reichlichen Niederschlägen, kennzeichnet. Nur die Neu-Englandstaaten der Union und die angrenzenden britischen Besitzungen nordwärts bis nach Labrador und an die Hudsonsbai haben einen kühlen Sommer, welcher durch die Nähe kalter Wassermassen bedingt wird. Am meisten ist diesen

Einflüssen Labrador ausgesetzt, wo Nain eine Julitemperatur von 10·9°, Hebron eine solche von 8·9° aufweist. Da auch die Niederschläge in ihrer jährlichen Periode sich von derjenigen im südlichen Hauptgebiet unterscheiden, so muss dieser Nordosten des Continentes als ein eigenes, kleines, untergeordnetes Klimagebiet betrachtet werden.

Gehen wir nun auf die Temperaturverhältnisse des östlichen Hauptgebietes näher ein, so finden wir, dass wegen der vorherrschenden kalten Nordwestwinde die Wintertemperatur eine sehr niedrige ist, namentlich gegenüber dem ungleich wärmeren Europa. Da nun diesem Gebiete im Süden keine Continentalmasse vorgelagert ist, welche, von der tropischen Sonne erhitzt, auch auf jenes einen erwärmenden Einfluss ausüben könnte, so muss trotz der hohen Temperatur im Sommer im allgemeinen das Klima des östlichen Nordamerika dennoch ein verhältnismäßig kühles genannt werden. Dies zeigt der Temperaturgang nachfolgender Orte:

	Geographische Breite	Jahr	Jänner	Juli	Differenz
Boston	42° 22′	9·0° C.	— 3·4° C.	22·1° C.	25·5° C.
Chicago	41° 54′	7·7	— 5·0	21·3	26·3
Washington	38° 53′	12·0	0·2	24·4	24·2
St. Louis	38° 37′	12·8	— 0·5	25·6	26·1
Charleston	32° 47′	18·9	9·8	27·2	17·4
Natchez	31° 34′	18·5	9·4	27·2	17·8

Stellen wir den mittleren Jahrestemperaturen dieser Orte solche einiger europäischer in gleichen Breiten gegenüber, so finden wir: Santiago 42° 53′: 12·9° C., Valladolid 41° 39′: 11·7° C., Patras 38° 15′: 19·9° C. Aus obigen Zahlen geht aber auch der geringe Wechsel der Temperaturverhältnisse Nordamerikas in ostwestlicher Richtung hervor; sie gleichen sich, trotzdem die Orte 10 bis 20° in der Länge verschieden liegen: Boston ist von Chicago etwa so weit entfernt, wie London von Königsberg oder Bordeaux von Wien, welche Orte bereits gewaltige Gegensätze untereinander zeigen. Boston und Chicago, die einen Winter wie Königsberg haben, liegen in gleicher geographischer Breite wie Rom, wo im Jänner das Thermometer durchschnittlich noch 7° über Null steigt. Wir erkennen ferner eine rasche Änderung der Temperatur von Norden nach Süden, welche an der Küste selbst am größten ist. Zwischen Labrador (56° nördl. Br.) und Florida (26° Breite) beträgt die durchschnittliche Temperaturänderung für einen Breitengrad im Jahresmittel 0·95° C. Während Labrador seinem Klima nach schon den Polarländern zuzuzählen ist, hat das südliche Florida dagegen, obgleich noch nördlich vom Wendekreis, schon ganz tropische Wärmeverhältnisse.

Ein Vergleich von Winter und Sommer zeigt aber, dass die eben geschilderten Unterschiede sich fast allein auf den Winter beziehen. „Die Winter im Binnenlande sind natürlich etwas strenger als an der Küste, aber auch hier werden fast durchwegs hohe Kältegrade erreicht. Die canadischen Seen bedecken sich regelmäßig mit Eis, wenn auch nicht gänzlich, der Hudson friert oberhalb New-York auf drei Monate zu, in einzelnen Jahren wird aber auch in den Flusshäfen bis zur Chesapeakebai die Schiffahrt durch das Einfrieren unterbrochen. Dasselbe gilt vom unteren Mississippi, aber verhängnisvoller sind die zuzeiten auftretenden Kältegrade, wo das Thermometer bis auf — 40° C. am oberen und mittleren Mississippi, bis auf — 30° an der nordöstlichen Küste sinkt; aber kalte Nordwinde erreichen oft die Mississippimündung in Texas und zerstören hier meilenweit die Anpflanzungen von Oliven- und Orangenbäumen. New-Orleans, obwohl unter dem 30° gelegen, hat regelmäßig Frosttage. Was nun im Norden den Einfluss der großen Seen betrifft, so lässt sich derselbe besonders in der Verzögerung des

Eintretens aller einzelnen Jahreszeiten constatieren. Meist ist hier der Februar der kälteste Monat, das Frühjahr tritt, weil erst die Eismassen geschmolzen werden müssen, spät ein, im Herbst aber pflegt sich die Wärme lange zu halten." Noch im November tritt in der Regel eine kurze Periode köstlicher Tage ein, die unter dem Namen des „Indianersommers" bekannt sind. „Diesem Umstand schreibt man unter anderen die langsame Entlaubung der Bäume, deren Herbstfärbung in den buntesten Farben schillert, zu, zugleich aber auch die hohe Breite, welche der Maisbau erreicht (53·5°)."

Im Verhältnis zur Winterkälte ist die Sommerwärme extrem zu nennen. Nicht nur die Binnengegenden, sondern auch die Küstengebiete haben Julitemperaturen, wie wir sie nur bei uns im Süden von Europa oder allenfalls in der ungarischen Tiefebene finden. New-York mit 23·9° C. gleicht in dieser Hinsicht Rom, Washington mit 25·9° C. Neapel u. s. w. Da die hohen Temperaturmaxima in den östlichen Vereinigten Staaten häufig mit großer relativer Feuchtigkeit der Luft zusammenfallen, so kommen in den Städten namentlich zu solchen Zeiten häufig Fälle von Sonnenstich vor. Gleichmäßig herrscht im Osten der Union über weiten Gebieten eine große Sommerhitze, und am Mississippi finden wir schon bei St. Louis fast tropische Wärme. Die Canadischen Seen bringen mit ihrer reicher bewaldeten Umgebung, die erniedrigend auf die Temperatur wirkt, einige Milderung hervor. Aber auch hier vermögen die heißen Landwinde wie an der Küste die Hitze zu Zeiten bis auf 35 bis 40° C. zu steigern. Über die dem amerikanischen Sommerhalbjahre eigenthümlichen Tornados, welche in ihren zerstörenden Wirkungen oft so furchtbar sind, vgl. man S. 221 ff.

Besonders bemerkenswert ist der große Reichthum an Niederschlägen in der Osthälfte der Union. Derselbe wird namentlich dadurch hervorgerufen, dass unser Gebiet gegen den mexikanischen Golf hin ganz offen ist und dass sich die Plateaumassen des Westens im Sommer stark erhitzen, so dass sich auf denselben ein Luftdrucksminimum bildet, welches die warmen, feuchten Luftmassen über dem Golfe mit in Bewegung setzt. Sie umkreisen dasselbe als Südwest-, Süd- und Südostwinde. Vom mexikanischen Meerbusen kommen also die Luftströmungen, welche ihren Weg durch das Mississippithal bis zu den Canadischen Seen nehmen und die reichlichen Sommerregen veranlassen, durch welche sich der Sommer im Süden der Union so wesentlich von dem trockenen Sommer Südeuropas unterscheidet. Dadurch stellt sich das Klima der südlichen Vereinigten Staaten dem des chinesischen Monsungebietes zur Seite, speciell in Texas, wo auch eine trockene und eine nasse Jahreszeit regelmäßig wechseln, während in Florida die Regenvertheilung schon einen tropischen Charakter annimmt, indem vom Juni bis September eine Regenzeit herrscht. Im übrigen Gebiete fehlen die Niederschläge auch zu anderen Jahreszeiten nicht. Die größten Regenmengen, 150 bis 200 *cm*, finden sich am unteren Mississippi und in Florida, aber selbst bis zu 40° nördl. Br. haben die meisten Niederungen mehr als 100 *cm*. Am oberen Mississippi und Ohio, sowie in den Küstenstaaten, welche nördlich vom Cap Hatteras meist vom Atlantischen Ocean her Regen erhalten, sinkt die jährliche Niederschlagsmenge selten auf 80 *cm* herab, während die Umgebungen der Canadischen Seen noch 60 *cm* aufweisen. Davon entfällt ein ansehnlicher Theil auf den Winter, so dass die Schneedecke reichlich ist. Nicht selten treten heftige Schneefälle ein, und fast in jedem Winter ist New-York durch mehrere Tage von allem Verkehr mit seiner Umgebung abgeschnitten. Am großartigsten werden solche Schneeverwehungen, wenn der gefürchtete „Blizzard", der entsetzliche Schneesturm, einfällt, welcher im Nordosten der Union und in Canada heimisch ist. Die Temperatur an

einem „Poudretage“, wie ihn die französischen Canadier nennen, sinkt bis auf — 40° C. und dabei rast der gewaltigste Sturm, der alles mit Schnee verweht. Eine charakteristische Eigentümlichkeit des canadischen Winters, welche sich gewöhnlich beim Einzug dieser Jahreszeit zeigt, ist der sogenannte „Silberfrost“. Derselbe gehört zu den schönsten Naturerscheinungen. Die Temperatur bewegt sich in der Nähe des Gefrierpunktes, bald darüber, bald darunter. Ein feiner Regen fällt aus den leichten Nebelwolken und friert in dem Augenblicke, da er den Boden berührt. Kruste um Kruste feinen Eises legt sich an die Schollen, an die Baumstämme, die Zweige und Äste und Blätter, und bald ist die ganze Gegend, die Wälder, die Hecken, Häuser und Zäune, wie krystallisiert, mit einer dünnen, zuweilen aber auch bis 2 *cm* dicken, ganz durchsichtigen Eiskruste überzogen. Kommt dann die Sonne hervor, so glitzert und strahlt und funkelt ein solcher Wald wie mit



Ein Blizzard in Winnipeg. (Nach E. v. Hesse-Warteggs „Canada“.)

den lautersten Diamanten besäet. Polare Winde herrschen auch über den Winter von Texas, wohin sie aus den Gebieten von Arkansas und Red River gelangen, um häufig auch den mexikanischen Golf heimzusuchen; es sind die oft sehr gewaltigen „Northers“ oder „Nortes“.

Trotz der bedeutenden Niederschläge gilt doch das Klima Nordamerikas als ein vorwiegend trockenes, was auf die austrocknende Wirkung der vorherrschenden Landwinde zurückzuführen ist. Welchen Einfluss diese Trockenheit auf die Natur und das Temperament der Yankees nimmt, wurde schon an anderem Orte (S. 107) erörtert.

Die zweite klimatische Provinz Nordamerikas beginnt etwa auf der Höhenstufe von 600 *m* unter dem 100. Meridian und reicht bis zur Gebirgsscheide der Sierra Nevada und des Cascadengebirges unter 120° westl. L. von Greenwich. Die

in diesem Gebiete gelegenen Hochebenen und Gebirgsketten sind durch ein trockenes Klima ausgezeichnet, welches hie und da sogar in ein wahres Wüstenklima übergeht. Im Gegensatze zu dem im ganzen so gleichförmigen Klima des Ostens herrscht hier ein wechselvolles Gebirgsklima. Schritt-, ja sprungweise geht die Abnahme der Feuchtigkeit von Ost nach West vor sich, da die aus dem mexikanischen Golf kommenden feuchten Winde die höheren Stufen des Plateaus im Osten der Felsengebirge nicht mehr erreichen. Hierauf gründet sich die Unterscheidung zwischen den günstigen Prairien und den öden Plains, welch letztere einen fast zehn Längengrade breiten Gürtel im Osten der Rocky Mountains einnehmen. Die vom Ocean kommenden Westwinde werden durch die westliche Küstenkette abgehalten. Dagegen ragen die Felsengebirge so hoch empor, dass ihre oberen Regionen den Winden doch einen Theil der Feuchtigkeit zu entziehen vermögen, so dass sie im Gegensatz zu den fast baumlosen Steppen und Wüsten mit Wald bedeckt sind, und zwar bis zu ungewöhnlicher Höhe, einestheils wegen des Fehlens ausgedehnter Schneefelder, anderentheils wegen der starken Erwärmung der dem Gebirge vorgelagerten kahlen Plateaus im Sommer. Da die inneren Hochflächen durch geschlossene Gebirgsmauern gegen die kalten Nordwest- und Nordwinde geschützt sind, ist auch der Winter daselbst nicht sehr kalt. Anders in den Ebenen am Red River, wo die Polarströme freien Zutritt haben und die niedrigste Wintertemperatur in der ganzen Klimaprovinz erzeugen. Fort Abercrombie am genannten Flusse hat eine Jännertemperatur von — 15·6° C. Die tiefsten beobachteten Minima sind — 45·6° C. zu Fort Sanders in Wyoming, — 47·2° zu Fort Ellis in Montana und — 47·5° in Winnipeg. Die Temperaturschwankungen auf den Plateaus zwischen dem wärmsten und kältesten Monat betragen im Süden 20°, im Norden 35°. Da die Große Salzseestadt gegenüber einer Jännertemperatur von — 3·4° eine Julitemperatur von 24·8° hat, so beträgt der Unterschied 28·2°, was beiläufig dem Klima des mittleren Russland entspricht. Viel größer sind hier häufig die täglichen Wärmeschwankungen wegen der bei trockener Luft großen Erhitzung am Tage und der starken Ausstrahlung bei Nacht; in der Mohavewüste sollen Temperatursprünge von 50 Graden an einem Tage beobachtet worden sein.

Was die jährliche Regenperiode betrifft, so haben die Unionsstaaten östlich vom Felsengebirge, sowie Manitoba einen niederschlagsarmen Winter und ein einziges Regenmaximum im Sommer. Die großen Plateaus zwischen den Rocky Mountains und dem Cascadengebirge stellen durch ihre Winterniederschläge vereint mit Frühsommerregen ein Übergangsgebiet zur pacifischen Klimaprovinz dar. Hinsichtlich der Regenmengen bildet das Felsengebirge eine Scheide. Im Osten desselben fallen noch 30 bis 50 *cm* jährlich, aber ihre Vertheilung auf die Jahreszeiten ist für den Pflanzenwuchs ungünstig, da der Winter äußerst schneearm ist, die Niederschläge im Sommer aber sehr rasch verdunsten. Im Westen des Felsengebirges sinken die Niederschläge auf minimale Mengen herab und vermindern sich nach Südwesten hin immer mehr. In Fort Yuma am unteren Colorado regnet es kaum 8 *cm* jährlich. „Daher kann sich Ackerbau nur an wenigen Stellen entwickeln, wo künstliche Bewässerung möglich ist, d. h. am Fuße reicher befeuchteter Gebirge, wie bei Denver in Colorado oder bei der Großen Salzseestadt am Wahsatchgebirge. Bei weitem die größten Flächen tragen nur krüppelhafte Vegetation, die auch kein Thau benetzt. Salzpflanzen siedeln sich an den zahlreichen Salzlachen an, dazwischen treten Sandwüsten ohne allen Pflanzenwuchs (in Utah und Arizona) auf. Nach allem diesen ist nicht denkbar, dass die Westhälfte der Vereinigten Staaten je eine gleiche Bevölkerung wie der Osten aufzunehmen vermöchte, wenn auch gewiss noch manche Oasen der Besiedelung fähig sind."

Westlich von der Sierra Nevada und dem Cascadengebirge, das sich nordwärts in den Seealpen fortsetzt, bildet die schmale pacifische Küstenzone die dritte Klimaprovinz Nordamerikas. Dieselbe hat ein eigentliches Küstenklima, welches große Ähnlichkeit mit dem der europäischen Westküste in gleicher Breite zeigt. Bei gemäßigten Wärmeverhältnissen sind die Unterschiede zwischen Winter und Sommer gering. Besonders milde sind die Winter mit sehr geringen Temperaturminimen. Fort Vancouver am Columbia (45° 40′ nördl. Br.) hat eine Jännertemperatur von + 2·6°, während Quebec (46° 49′ nördl. Br.) eine solche von — 12·3° aufweist. Die Regenvertheilung ist im Süden streng subtropisch; die Niederschläge fallen im Winter, der Sommer, zu welcher Zeit sich der Nordostpassat bis hierher erstreckt, ist regenlos. Aber auch in höheren Breiten, wo die Regenlosigkeit des



Das Schneehotel im Yosemitethale.

Sommers allmählich aufhört, bleibt das Winterhalbjahr die regenreichste und der Sommer die regenärmste Jahreszeit.

Besonderes Interesse erweckt das Klima Californiens, schon deshalb, weil hier die Gegensätze eines kühlen feuchten Küstenklimas und eines trockenen heißen Binnenklimas sich so eng berühren, wie sonst nirgends auf der Erde. Die Ursachen hiefür sind in der Bodengestalt und in der die Küste berührenden kalten Meeresströmung zu suchen. Ein Küstengebirge trennt die schmale Küstenregion, welche unter dem Einflusse der gedachten Meeresströmung ein verschärftes Seeklima mit besonders kühlem Sommer besitzt, von den breiten und flachen Flussthälern des Joaquin und Sacramento, welche sich bis an den Fuß der Sierra Nevada erstrecken und durch ein heißes Inlandklima ausgezeichnet sind. Nur wo das Joaquinthal nach der Küste zu sich thorartig öffnet, gleichen sich diese Gegensätze etwas aus und werden die Sommer durch den eindringenden Seewind auch im Innern kühler. Die durch



Der Spiegelsee im Yosemitethale.

(Nach einer Photographie.)



diese Pforte binnenwärts gelangenden regelmäßigen stürmischen Seewinde haben auch die äußerst merkwürdige Folge, dass in San Francisco und Umgebung das Temperaturmaximum erst zwischen September und October eintritt. Je größer nämlich die Hitze im Innern ist, desto stärker werden diese abkühlenden Zugwinde, und erst wenn jene nachlässt, werden auch die Seewinde schwächer, worauf die Temperatur noch etwas steigt. In San Francisco betragen die Wärmemittel des Juni 14·4°, des Juli 14·5°, des August 14·6°, des September 15·4°, des October 14·9°, des November 12·7°; der Jänner mit 9·3° ist dagegen der kälteste Monat wie anderswo. Als Jahresmittel ergeben sich 12·9°, die mittlere Temperatur des Winterhalbjahres ist 10·5°, des Sommerhalbjahres 14·8°. Daraus kann man das wunderbar gleichmäßige Klima von San Francisco erkennen. Dagegen bildet eine ernste Schwierigkeit für die Bodencultur die extreme Veränderlichkeit der Regenmenge von einem Jahr zum anderen. Einige Jahre sind so trocken, dass die Ernten beinahe ganz fehlschlagen, ausgenommen an der Küste und wo künstliche Bewässerung besteht, andere sind wieder so nass, dass verderbliche Überschwemmungen eintreten. Zwischen 1850 und 1872 schwankte der jährliche Regenfall in San Francisco zwischen 19 und 123 *cm*. In der Sierra Nevada nimmt die Niederschlagsmenge mit der Höhe zu, sie erfolgt fast vollständig in der Form von Schnee in Höhen über 1800 oder 2100 *m*. Eine befremdende Eigenthümlichkeit ist, dass man an den Abhängen der Sierra, zum mindesten für die ersten 600 bis 900 *m*, im Sommer höhere Temperaturen antrifft, als in den Thälern des Joaquin und Sacramento. Überhaupt ist der Sommer in der Sierra herrlich, die Luft stets kühl und außerordentlich rein und durchsichtig, der Himmel immer wolkenlos und wunderbar blau; das Grün bleibt frisch. Daher ist der Anblick der Gebirgslandschaft so schön, die Farbeneffecte sind ungemein wirksam, wie z. B. an dem berühmten Spiegelsee im Yosemitethale, in welch letzterem das 2750 *m* hoch gelegene „Schneehotel" einen so wunderbaren Aufenthaltsort bietet. Noch sei bemerkt, dass Californiens Klima sehr gesund ist; eine Reihe von Krankheiten kennt man daselbst gar nicht, Tuberculose heilt, wenn sie nicht zu weit fortgeschritten ist, fast immer. Dazu kommt noch, dass das Klima ungemein anregend und erfrischend wirkt; in ganz Europa gibt es wenig Landstriche, die der körperlichen und geistigen Entwickelung unserer Rasse so zusagen, wie Californien.

Nördlich von San Francisco werden die Niederschläge reichlicher und concentrieren sich mit zunehmender Breite unter den im Winter herrschenden Westwinden zu immer gewaltigeren Regengüssen. In Britisch-Columbien beträgt die jährliche Regenmenge oft 250 *cm*. Die stark genetzten Westseiten des Gebirges sind daher mit kräftiger Vegetation bedeckt, und starke Wasseradern entspringen in ihnen. Auch finden sich nördlich vom Mount Shasta in den Hochgebirgen stattliche Gletscher, während sie im trockenen Klima des Innern fehlen. Vom 49.° an, wo die Fjordbildung der Küste beginnt, stehen infolge der Stärke des Windes die Berghänge häufig kahl. Diese klimatischen Verhältnisse herrschen längs der ganzen Küste bis zur Halbinsel Alaska, welche mit ihrem Gebirgszug eine höchst merkwürdige Klimascheide bildet. An ihr nördliches, dem Beringsmeer zugekehrtes waldloses Gestade kommen regelmäßig Walrosse, während die waldige Südküste im Sommer von Colibris, den glänzenden Boten des Südens, besucht wird.

Vierzehntes Capitel.

Das Klima der südlichen gemäßigten Zone.

Allgemeines. — Große Salubrität der südlichen gemäßigten Zone. — Die Pflanzenwelt der letzteren. — Das außertropische Südafrika. — Inseln im Indischen Ocean. — Das südliche Australien. — Inseln Australiens im südlichen gemäßigten Gürtel. — Das außertropische Südamerika.

Da im vorangehenden Capitel das Klima der gemäßigten Gürtel auf beiden Hemisphären bereits im allgemeinen gekennzeichnet wurde, haben wir hier nur noch die unterscheidenden Merkmale der südlichen gegenüber der nördlichen Zone hervorzuheben. Wie schon auf S. 422 bemerkt ist, hat die südliche gemäßigte Zone einen vorwiegend oceanischen Charakter; die Landmassen in derselben werden durch den Süden und Südwesten von Südamerika und Afrika und durch den äußersten Süden und Südosten von Australien, endlich durch die großen Inseln Tasmanien und Neuseeland repräsentiert.

Auch in den gemäßigten Breiten der Südhalbkugel beherrschen die Westwinde das Wetter; aber es fällt auf, dass sie daselbst namentlich jenseits des 40. Parallels schon an der Erdoberfläche, nicht erst in der Höhe, ein entschiedenes Übergewicht haben, indem sie mit einer Beständigkeit ähnlich jener der Passate wehen. Dabei erreichen sie eine viel größere Heftigkeit als diese; oft steigert sich der Westwind zu einem heftigen Sturme, der tagelang anhält. „Im Süden von Afrika, Südamerika und Australien findet man,“ wie Laughton bemerkt, „einen Weststurm von einer Heftigkeit und Beständigkeit, welche den australischen Klipperschiffen[1]) geradezu fabelhafte Passagen gestattet.“ Deshalb ist aber auch die Fahrt um die Südenden der genannten Festländer von den Seeleuten so gefürchtet.

Wegen des vorwiegend oceanischen Gepräges der südlichen gemäßigten Zone ist die Erkaltung derselben im Winter bei weitem nicht so groß als die des nördlichen gemäßigten Gürtels. Da auch die Landmassen viel kleiner sind und in hohen Breiten ganz fehlen, kommt es zu keinen so großen Unterschieden der Temperatur und der Luftdruckvertheilung wie im Winter der nördlichen Hemisphäre. Daraus erklärt sich, dass die allgemeine Luftcirculation eine viel regelmäßigere und heftigere ist. Aber auch der Unterschied zwischen der Luftbewegung des Winters und Sommers ist viel geringer, ebenso die Veränderlichkeit der Temperatur. Es erscheint im ganzen die südliche Hemisphäre durch ein constanteres Wetter und eine geringere jährliche Periodicität aller meteorologischen Elemente gegenüber der nördlichen Halbkugel charakterisiert.

---

[1]) Klipperschiffe sind schlanke, schnell segelnde, zumeist von den Amerikanern gebaute Schiffe.

Fast allgemein gilt das Klima in den gemäßigten Breiten der südlichen Hemisphäre für sehr gesund. Dies wird auch durch die geringe Sterblichkeit in den betreffenden Ländern dargethan. Am bevorzugtesten erscheint in dieser Hinsicht Australien, wo wieder Neuseeland den ersten Rang behauptet. Während z. B. in Österreich von 1000 Bewohnern jährlich 29·2, in Deutschland 25·9, in Frankreich 22·2, in der Schweiz 20·4, in Norwegen, dem gesündesten Lande Europas, 16·9 sterben, beträgt die Sterblichkeit in Neu-Süd-Wales nur 15·6, in Neuseeland gar nur 11·9 von 1000. Zur Begründung der besonderen Salubrität des südlichen gemäßigten Klimas verweist J. Hann vor allem auf die lebhafte Ventilation, eine stärkere und constantere Luftbewegung und die größere Lufttrockenheit gegenüber der nördlichen Hemisphäre in gleichen Breiten. Diese Lufttrockenheit rührt hauptsächlich davon her, dass die Länder der südlichen gemäßigten Zone fast ganz in das subtropische Gebiet fallen. Aber Hann macht noch auf einen anderen Factor aufmerksam. „Die südlichen Meere haben eine relativ niedrige Temperatur, und die von denselben beständig über das erwärmte Land hinstreichenden Winde müssen deshalb relativ trocken werden. Die Erhitzung des Bodens während des Sommers der südlichen Hemisphäre ist sehr groß infolge der größeren Sonnennähe. Die zum Ersatz der erhitzten aufsteigenden Luft herbeiströmenden kühlen Seewinde erwärmen sich beträchtlich, und die Luft wird relativ trocken. Bei der Kleinheit der Landflächen spielt die reine kühle Seeluft hier eine größere Rolle als auf der nördlichen Hemisphäre. Dabei ist die mittlere Sommerwärme erheblich niedriger als in gleichen Breiten auf der nördlichen Hemisphäre."

Diese eigenthümlichen klimatischen Verhältnisse werden natürlich auch ihren Einfluss auf das Pflanzenleben nehmen, welches sich von dem der nördlichen gemäßigten Zone vielfach unterscheidet. Weniger in niedrigen Breiten, wo im allgemeinen noch immergrüne Bäume mit dicken, lederartigen und glänzenden Blättern vorherrschen. Mit zunehmender Breite nehmen die immergrünen Laubhölzer ab, und sommergrüne treten an ihre Stelle; dabei ist die Vegetation nicht bloß von der entsprechenden nördlichen Zone sehr verschieden, sondern auch in den einzelnen Ländergebieten eine wesentlich andere. In den südlichsten Theilen unseres Gürtels, etwa jenseits des 45. Parallels, erscheinen immergrüne Zwergwälder, Wiesen, Heiden und Torfmoore, welche zum Theil an nordeuropäische Formen erinnern.

Wir gehen nunmehr zu einer kurzen Schilderung der klimatischen Verhältnisse in den einzelnen Erdtheilen über, soweit dieselben der südlichen gemäßigten Zone angehören, und beginnen wieder mit Afrika.

Das außertropische Südafrika ist ganz subtropisch. Dasselbe wird durch eine gleichmäßige mittlere Jahrestemperatur gekennzeichnet; geht man z. B. an der Westküste von Süd nach Nord, so findet man Walfischbai mit 17°, Port Nolloth mit 15 bis 16°, Capstadt mit 16·6° C. Mitteltemperatur. Daher kann sich auch eine klimatologische Eintheilung Südafrikas nicht auf die Wärme stützen, als vielmehr auf die Wasserzufuhr, denn ein Unterschied der Regenmenge von einigen Dutzend Centimetern genügt, um hier Gegensätze zwischen größter Fruchtbarkeit und Lieblichkeit der Natur oder trauriger Öde hervorzurufen. Karl Dove, welcher das Klima des außertropischen Südafrika zum Gegenstand eingehender Untersuchung gemacht hat, unterscheidet drei klimatische Hauptgebiete: ein Gebiet der Winterregen im Westen, ein Übergangsgebiet mit vorwiegenden Frühlings- und Herbstregen im Süden, und ein Gebiet intensiver Sommerregen im Osten und Norden. Durch diese jahreszeitliche Vertheilung der Niederschläge erscheint aber eben Südafrika als subtropisch; denn für die subtropische Zone ist mangelnde gleichmäßige Regenvertheilung charakteristisch. Zu den genannten drei Hauptgebieten

kommt noch als viertes Gebiet der fast regenlose Streifen der Westküste von der Mündung des Olifant nordwärts bis zur Tropenzone. Sowohl im Gebiete der Sommer- als in demjenigen der Winterregen sind südliche und östliche Winde vorherrschend. Nur in dem Übergangsgebiete machen ihnen nördliche und westliche Winde die Vorherrschaft streitig. Überall ist eine Verstärkung der südöstlichen Winde im Sommer, der westlichen und nördlichen, meist nordwestlichen im Winter zu beobachten. Wie nach den Lageverhältnissen zu erwarten, bringen jene dem Osten, diese dem Westen ihre Regenzeiten. Der Südostwind ist der Passat; seine Verstärkung im Sommer erklärt man durch einen Monsuneinfluss, den Einfluss der Depression, welche sich im Südsommer über das südliche Afrika lagert. Vom wärmeren Meere kommend, bringt er dann dem Osten Regen, vom kälteren Meere dem Westen Trockenheit. Größere Schwierigkeit machen der Erklärung die nördlichen und westlichen Winde, speciell die Nordwestwinde, die Regenbringer des Winterregengebietes. Während K. Dove dieselbe in dem Zusammenwirken der im Südwinter über Südafrika lagernden Anticyclone und des südpolaren Depressionsgebietes findet, sucht Wilhelm Krebs die nöthige Cyclone in einem Depressionsgebiet, welches sich über dem wärmer bleibenden Meere bildet. Ein solches wärmeres Meergebiet, welches im Süden den Sommer überdauert, würde nach des letzteren Meinung auch eine plausible Erklärung dafür liefern, dass südliche Winde dem Übergangsgebiet im Herbste die meisten Niederschläge bringen, im Frühling nicht. Das erste der drei klimatischen Hauptgebiete Doves umfasst den südwestlichsten Theil Südafrikas, die westliche Karroo und das Namaqualand südlich vom Oranjefluss. Die höchste mittlere Jahrestemperatur mit 18·9° C. zeigt Concordia, die niedrigste mit 15° Ceres, die größte Niederschlagsmenge mit 137 *cm* Bishops Court, die geringste mit 19 *cm* Springbokfontein. Im Westen dieses Gebietes ist der subtropische Charakter stärker ausgeprägt als im Osten. Die tägliche Wärmeschwankung ist beträchtlicher als die jährliche. Feuchtigkeit und Bewölkung sind gering, namentlich in der Karroo, welche in der Trockenzeit eine dürre Steppe, in der Regenzeit aber ein üppiges Weideland ist. Dieselbe leidet oft durch schwere Dürren, was auch von den gegen den Oranjefluss streichenden Ebenen gilt. Die Winter sind im Innern kalt, aber heiter und angenehm. Überhaupt ist die Luft sehr trocken, rein und erquickend, daher das Klima ungemein gesund. So ist die Karroo nahezu immun gegen Schwindsucht und verwandte Leiden; namentlich auf kranke Europäer übt der Aufenthalt daselbst einen sehr günstigen Einfluss aus, so dass sie sich hier vollständig erholen. Ebenso gesund ist auch das Klima der Capcolonie; Ophthalmien und Rheumatismen sind im allgemeinen die einzigen Krankheiten, die man überall in der Colonie antrifft, Sumpffieber sind nur an der flachen westlichen Küstenzone heimisch.

Im zweiten Hauptgebiete, dem mittleren Capland vom Nadelcap bis zur Nord-Karroo, herrschen die Frühlings- und Herbstregen vor. So finden wir beispielsweise in East London folgende Regenvertheilung in Procenten: Sommer 19·6, Herbst 32·4, Winter 18·6, Frühling 29·4. Doch zeigen sich in dieser Hinsicht sehr bedeutende Unterschiede. Das Maximum der Jahrestemperatur weisen East London und Fort Beaufort, beide mit 18·4° C., auf; das Minimum mit 10·8° Sutherland, freilich nach einer Beobachtung von nur 16 Monaten. Die Regenmengen schwanken zwischen 5 *cm* in Pella und 79 *cm* in George. Wie in der Kalahari, so treten auch in der großen Karroo im Winter Nachtfröste auf, und namentlich gegen den Morgen kommt es oft genug wegen der starken nächtlichen Wärmeausstrahlung zur Eisbildung.

Das dritte Hauptgebiet umfasst das Damaraland, das Becken des oberen Oranje, das nördliche Transvaal, die Kalahari und den Küstendistrict von Natal

bis etwa zum Cap Corrientes. Hier überwiegen die Sommerregen; in Kimberley ist die Regenvertheilung, in Procenten angegeben, folgende: Sommer 47·3, Herbst 25·9, Winter 7·0, Frühling 19·9. Die jährliche Niederschlagsmenge beträgt in Cathcart 77 *cm*, in Colesberg nur 33 *cm*. Zur Charakterisierung der Temperaturverhältnisse seien die Jahresmittel von Durban mit 20·6° und von Aliwal North mit 14·8° C. als vorliegende Extreme angeführt. Damaraland ist nach Dr. Bernhard Schwarz in seinem westlichen Theile Wüste (Namib) mit üblem Klima: ausdörrende Gluthitze bei Tage und auffällige Kühle, verbunden mit dichten, regenartigen Nebeln, bei Nacht; der größere östliche Theil ist eine Steppe. Die Flüsse sind periodisch; sie führen nur in der meist wenig ausgiebigen Regenzeit Wasser, welches dann oft freilich gießbachartig dahinbraust, während im ganzen übrigen Jahre ihre Betten als tiefsandige, trockene Mulden daliegen. In Transvaal ist das Winterhalbjahr von April bis September trocken und kalt, und bei vorherrschenden scharfen Südwinden bedecken sich die Gebirgshöhen häufig auf einige Tage mit Schnee. Während namentlich die Nächte empfindlich kalt werden, sind die Tage oft so warm wie im Sommer. Die Regen beginnen im September, werden aber gewöhnlich erst im December reichlich und endigen im März. Heftige Gewitter sind im Sommer häufig, auch Hagelschläge, welche oft die Saaten in wenigen Minuten zerstören. Wegen der beträchtlichen Höhenlage des Landes (im Mittel 1200 *m* über dem Meere) ist das Klima sehr gesund, und wenn auch plötzliche Temperaturänderungen Influenza, Verkühlung und entzündliche Affectionen namentlich unter den Kindern erzeugen, so ist die Sterblichkeit doch sehr gering.

Das Klima der Kalahari ist noch sehr wenig bekannt, aber über ihre Vegetationsverhältnisse sind wir zur Genüge unterrichtet. Sie ist zwar sehr wasserarm, aber doch nicht in dem Grade wüstenhaft wie die Sahara; denn wenn auch die Flussbetten meist trocken sind und nur von Zeit zu Zeit Wasser führen, wenn auch Quellen und Brunnen nur in weiten Entfernungen getroffen werden, so besteht doch eine ziemlich regelmäßig wiederkehrende Regenzeit, und die Vegetation ist beträchtlich dichter und mannigfaltiger als die der Sahara. Die Kalahari ist demnach ein Mittelding zwischen Wüste, Savanne und Gesträuchsteppe; sie besitzt keine Oasen mit sesshafter Bevölkerung, sondern ihre Bewohner sind Nomaden; denn die Dürre des Bodens schließt den Ackerbau aus. Infolge der klimatischen Verschiedenheit zerfällt die Kalahari in zwei Abtheilungen: die Küste und das Tafelland. Erstere hat fast gar keinen Regen, und obwohl es stark thaut und im Winter dichte Nebel erscheinen, so hält der Boden die Feuchtigkeit nicht zurück und es entsteht eine der Atacama Südamerikas ähnliche Sandwüste; doch gedeiht hier die merkwürdige Welwitschia mirabilis. Das besser bewässerte Tafelland enthält einzelne Haine, in denen der stattlichste Baum die Giraffenakazie ist; auch fehlt es nicht an guten Weideplätzen.

An der Küste von Natal bringt der verstärkte Passat die sogenannten „Seeregen", welche bei den Colonisten „Dreitageregen" heißen, weil sie meist zwei bis drei Tage anhalten. Sie treten bei strengem Seewind von Südost auf und haben keine jährliche Periode. Während die Seeregen an der Küste sehr stark sind, treten sie im inneren Hochland viel schwächer auf. Letzterem eigenthümlich sind heiße Nordwestwinde, welche sich namentlich im Frühling einstellen und Temperaturen zwischen 32 und 36° C. mit großer Lufttrockenheit bringen. Dieser Wind wird zuweilen zum Orkan, der unregelmäßig in kurzen Stößen weht und Wolken von Staub und Sand vor sich hertreibt.

Im südlichen Theile des Indischen Oceans liegen zwischen Afrika und Australien einige kleine Inseln, welche ein echt oceanisches Klima besitzen. Hierher

gehört die Insel St. Paul unter 38° 43′ südl. Br., mit einer Mitteltemperatur von 12·6° C. und einer täglichen Wärmeschwankung von höchstens 8°. Die Kergueleninsel unter 49° 17′ südl. Br. bietet nach Hann eines der auffallendsten Beispiele einer durch rein oceanische Lage erniedrigten Sommerwärme und einer Abstumpfung des Temperaturunterschiedes zwischen Winter und Sommer; denn die mittlere Sommertemperatur beträgt etwa 6·4°, die Wintertemperatur 2·0°, das Jahresmittel 4·2° C.

Das südliche Australien ist gleich Südafrika vollkommen subtropisch. Auch in Bezug auf die Bodengestaltung gleichen sich beide Erdtheile insoferne, als eine hohe Gebirgskette nahe der Ostküste zieht, welche der vorherrschende Südostpassat erst überschreiten muss, ehe er ins Innere des Landes gelangt. Daher stimmen die Klimate Südaustraliens und Südafrikas vielfach miteinander überein. Aber an der Westseite des Küstengebirges liegen in Afrika ausgedehnte Plateaulandschaften, in Australien große Niederungen. Letztere erhitzen sich bei ihrer Pflanzenarmut im Sommer viel stärker als die südafrikanischen Hochebenen, wodurch die relative Trockenheit wesentlich gesteigert wird; ja, die heißen Binnenlandwinde streichen gelegentlich über die ganze Süd- und Ostküste, während sie in Südafrika sich bloß auf die Hochebenen beschränken. Analog sind aber wieder die Regenverhältnisse in beiden Continenten, indem die regelmäßig tropischen Niederschläge beiderseits bis etwa 17° südl. Br. reichen. Die Ähnlichkeit im Klima erstreckt sich jedoch nicht auf die Westküsten Südafrikas und Südaustraliens, da Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in beiden Erdtheilen bedeutend voneinander abweichen.

Ähnlich wie Südafrika liegt auch Australien im Sommer zwischen zwei subtropischen oceanischen Barometermaximen, demjenigen des südindischen Oceans und einem zweiten im westlichen Theile des Großen Oceans. Auf dem Festlande aber besteht ein barometrisches Minimum, hervorgerufen durch die starke Erwärmung des Bodens. Durch diese Vertheilung des Luftdruckes wird eine kräftige cyclonale Bewegung hervorgerufen. Im Winter verstärkt sich das Barometermaximum des Indischen Oceans und nähert sich etwas dem Äquator, während das Barometermaximum über dem Großen Ocean mit einem über dem erkalteten Festlande sich bildenden Maximum verschmilzt. Daher entsteht eine anticyclonale Luftbewegung an den Küsten, im Innern herrschen schwache Winde und Windstillen.

Die mittleren Jahrestemperaturen sind an der Küste niedriger als im Binnenland, was sich namentlich daraus erklärt, dass die Sommertemperatur landeinwärts in viel höherem Maße wächst als die Wintertemperatur abnimmt. Auffällig ist die ungleichmäßige Abnahme der Temperatur an der Ostküste südlich von 29° südl. Br. Sydney hat ein Jahresmittel von 17·1° C., Melbourne von 14·1°, Adelaide an der Südküste ein solches von 17·3°, Perth an der Westküste von 18·3°. In Perth steigt das Thermometer bis zu 44·4° C. und sinkt zu Zeiten bis — 0·4°. Melbourne ist viel kühler, und die höchste beobachtete Temperatur war dort 43·7°, die niedrigste — 2·8°; Adelaide ist schon wärmer, dort ist das Maximum 45°, das Minimum 1·2°, während das nördlichere Sydney dennoch bei weitem nicht so heiße Sommer hat, als diese viel südlicheren Städte, denn seine Maximalwärme beträgt 40·2°, das Minimum 2°. Im Innern herrscht ein continentales Klima. Die Sommerhitze wird durch die schon erwähnten „heißen Winde" sehr gesteigert; Sturts Thermometer zeigte im Schatten eines Baumes 55° C. (vgl. auch S. 208). Im Winter dagegen gibt es zahlreiche Nächte, in welchen stehende Wasserlachen sich regelmäßig mit einer ziemlich starken Eisschicht bedecken, die allerdings vor der aufgegangenen Sonne in wenig Stunden verschwindet. Auch die Ost- und Südküste haben unter diesen gefürchteten heißen Winden zu leiden. Die zarteren

Pflanzen, nicht selten auch kleinere Thiere, wie Vögel, fallen ihnen zum Opfer. In Westaustralien aber kennt man diese Winde nicht.

Die jährlichen Regenmengen sind am bedeutendsten an der Ostküste (112 bis 127 *cm*), am geringsten im Innern von Südaustralien und von Neu-Süd-Wales (30 bis 60 *cm*), in der Mitte steht Westaustralien (Perth 81 *cm*). Die ganze Ostküste hat Spätsommerregen mit einem Maximum im Februar und März; im südlichsten Theile der Küste gibt es noch ein zweites Maximum im Mai. Victoria hat Frühling- und Herbstregen, der trockenste Monat ist der Jänner. Südaustralien eigenthümlich sind die Winterregen, der Sommer ist hier sehr regenarm. Westaustralien hat, wenigstens an der Küste, Winterregen und einen regenlosen Sommer. Charakteristisch für Australien sind die gewaltsamen Ergüsse, welche die Regenmenge eines einzigen Tages oft höher erscheinen lassen als den Fall des ganzen übrigen Jahres. In Sydney fielen einmal innerhalb 2½ Stunden nicht weniger als 27 *cm*. In den höheren Berglandschaften von Neu-Süd-Wales und Victoria fällt regelmäßig in jedem Winter Schnee, zuweilen so viel, dass Rinder herdenweise darin begraben werden. Die höheren Kuppen im südlichen Gebirgslande sind den ganzen Winter hindurch mit Schnee bedeckt, obwohl kein Berg Australiens die Schneegrenze erreicht. Die erwähnten plötzlichen und äußerst heftigen Regengüsse erzeugen oft ungeheure Zerstörungen und große Überschwemmungen. Dann treten wieder verderbliche Dürren auf, in denen monatelang kein Tropfen Regen fällt, wie denn zu Wentworth am Darling 18 Monate lang kein nennenswerter Niederschlag stattfand. Die Folge solcher Dürren ist eine kolossale Sterblichkeit der Thiere, welche in einem Jahre mehrere Millionen von Schafen und Rindern dahinrafft. Dieser Regenmangel im Innern wird durch den waldlosen Boden erzeugt, welcher stark erhitzt seine Wärme in die Luft ausstrahlt, so dass der Rest der ihm über das Küstengebirge her zugetragenen Passatdünste nicht zur Verdichtung gelangen kann. „So sieht der Reisende ebenso wie der um seinen Viehstand besorgte Squatter zuweilen monatelang, wie der Himmel sich langsam bewölkt und die Hoffnung auf erquickenden Regen erweckt und dennoch immer wieder diese Hoffnung täuscht, denn die schon sichtbar gewordenen Wasserdämpfe verdichten sich nicht, durch die gesteigerte Luftwärme aufs neue zur Gasform aufgelockert, ziehen sie vorüber, ohne ihren Segen zu spenden. Darum denkt man sich in Australien unter schlechtem Wetter etwas ganz anderes, als in unserem feuchten Europa. Nichts kann die Lebensgeister aller Stände so auffrischen, als sättigende Regengüsse, deren Erscheinen stets mit der lebhaftesten Freude begrüßt wird. Ein schlechtes Wetter kann in Australien nur ein trockenes sein."

Die Niederschlagsverhältnisse Australiens haben die unvollkommenen Flussläufe des Continentes zur Folge, der nur einen einzigen zur Schiffahrt brauchbaren Fluss, den Murray, besitzt. Die anderen Flüsse führen nur in der Regenzeit größere Wassermengen und neigen da zu Überschwemmungen, dann lösen sie sich fast ganz in kleinere Seen und Lachen auf oder trocknen vollends aus. Die Regenverhältnisse und die große Trockenheit der Luft üben selbstverständlich auch ihren bestimmenden Einfluss auf die Vegetation. Der Südosten Australiens ist wohl größtentheils mit Wald bedeckt, vorzüglich aus einer Anzahl von Eucalyptusarten bestehend. Aber während bei uns die Pflanzen im Walde untereinander namentlich einen Kampf um das Licht führen, kämpfen sie im australischen Walde um das Wasser. Sie sind alle von der Natur so eingerichtet, dass ihre Blätter den verderblichen directen Strahlen der Sonne und einer stärkeren Verdunstung entgehen; die Bäume im Walde stehen wegen der Trockenheit des Bodens sehr schütter, sie breiten ihre Wurzeln nach allen Seiten hin weit aus, wodurch alles

Wasser im Umkreise so absorbiert wird, dass für andere Pflanzen nichts übrig bleibt. Tritt ein plötzlicher heftiger Regenguss ein, so bedeckt sich wohl der Waldboden mit einer ziemlich großen Zahl ephemerer krautartiger Pflanzen, dieselben sterben aber nach einigen Wochen wieder ab. Erst im Gebirge treten die Bäume dichter aneinander heran, und der feuchte Waldboden prangt auf kleinen Lichtungen mit Gras und subalpinen Blumen. In der Krummholzregion sind aber die Bäume, ebenfalls Eucalyptusarten, niedrig und knorrig; weit herab reichen die Äste, und die Bäume stehen so dicht, dass die Zweige benachbarter Bäume theilweise ineinander greifend sich verschlingen und ein undurchdringliches Dickicht bilden. Einen schneidenden Gegensatz zu den parkähnlichen Flächen des offenen Eucalyptuswaldes bildet der berüchtigte australische Scrub, ein Dickicht von dichtverschlungenen Sträuchern



Grasbäume im südwestlichen Australien.

der Proteaceen- und Erikenform, mit Ausschluss von Kräutern und Gräsern, ferner die eigenthümlichen Grasbäume des Südwestens.

Dass trotz der verschiedenen Nachtheile das Klima Australiens für den Menschen außerordentlich gesund ist, wurde schon erwähnt. Epidemische Krankheiten sind fast gänzlich unbekannt. Auch fühlt der europäische Einwanderer bei der Trockenheit der Atmosphäre selbst in der großen Sommerhitze des Südens keine besonderen Beschwerden und wird an seiner Arbeit durchaus nicht behindert.

Tasmaniens Klima unterscheidet sich wesentlich von demjenigen des Australcontinentes; die Nachbarschaft des die Insel umgebenden Meeres, die gebirgige Oberfläche derselben, die gleichmäßige Vertheilung der Niederschläge über das ganze Jahr verleihen der Vegetation eine große Frische und machen das Klima so gesund, dass die Bewohner des Festlandes in immer größerer Zahl den Sommer hier verbringen, ja dass die Insel direct als klimatischer Curort bezeichnet wird.

Die große Doppelinsel Neuseeland hat ihrer Lage gemäß durchwegs ein sehr gleichmäßiges und feuchtes Klima. Im Norden ist es noch subtropisch, erst im Süden geht es in ein gemäßigtes über. Die Mitteltemperatur ist in Auckland auf der Nordinsel 15·3°, in Dunedin auf der Südinsel 10·4°. Infolge der oceanischen Lage hat das Land statt eines Winters größtentheils eine Regenzeit. Neuseeland gehört zu den regenreichsten Gegenden der Erde, doch werden die Westküsten ungleich mehr genetzt als die Ostküsten, weil die vorherrschenden Nordwestwinde es sind, welche Regen bringen, während die Südostwinde heiteres Wetter erzeugen. Die Regenmenge beträgt auf der Nordinsel unter 38° südl. Br. 121 *cm*, auf der Südinsel unter 43° Breite 128 *cm*. Nachdem die Nordwestwinde auf der Westseite der neuseeländischen Alpen ungeheure Regenmengen abgegeben haben, wehen sie als trockene heiße Föhnwinde über die Ebenen der Ostseite der Südinsel. Auf der letzteren begünstigen die außerordentlich reichen Niederschläge in Verbindung mit der niedrigen Sommertemperatur die Entstehung großer Gletscher, deren untere Enden fast bis zum Meeresniveau hinabsteigen. Trotz der häufigen Winde und Temperaturwechsel gilt doch das Klima für sehr gesund und den Europäern sehr zusagend.

Die südlich von Neuseeland gelegenen Aucklandsinseln erfreuen sich eines für ihre geographische Breite (50·5° südl.) überaus milden Winters. Das Gras bleibt grün, die Bäume behalten ihr Laub, der spärlich fallende Schnee bleibt nicht liegen; die tiefste Temperatur von zwei Wintern war — 5·6°, zuweilen stieg aber das Thermometer bis auf 10 bis 11° wie im Sommer.

Wir wenden uns nunmehr dem außertropischen Südamerika zu. Nimmt man die 20°-Isotherme als die äquatoriale Grenze dieses Gebietes an, so gehören der südlichste Theil von Brasilien, Uruguay, Argentinien, Chile und der südwestliche Theil von Peru nordwärts bis Lima hierher. Das außertropische Südamerika unterscheidet sich von den außerhalb der heißen Zone gelegenen Theilen Südafrikas und Australiens dadurch, dass es über den subtropischen Gürtel auch noch in den eigentlich gemäßigten hineinreicht; ferner durch den verticalen Aufbau, indem jene im ganzen von West nach Ost ansteigen, wogegen dieses im Westen seine höchste Erhebung zeigt. Durch diese Verhältnisse lassen sich gewisse klimatische Verschiedenheiten erklären. Doch beschränken sich die letzteren vorwiegend auf die eigentlich gemäßigten Theile, während das subtropische Südamerika mit Afrika und Australien in Bezug auf das Klima viel Gemeinsames hat.

Auch das subtropische Südamerika steht, besonders im Sommer, unter der Herrschaft der beiden Barometermaxima über dem südlichen Atlantischen und Pacifischen Ocean, über dem in dieser Jahreszeit warmen Continente aber bildet sich ein Barometerminimum. Diese Vertheilung des Luftdruckes ruft für die Ostseite des Festlandes Nordost- und Nordwinde, für die Westseite Süd- und Südwestwinde hervor, die bis 45° Breite reichen. Im Norden und Osten Argentiniens muss ein Barometerminimum bestehen, da im Sommer, wenigstens südlich von 34° südl. Br., auch kräftige Ost- und Südostwinde wehen. Die beiden Abhänge der Anden zeigen verschiedene Windverhältnisse; der Ostabhang hat vorwiegend schwache locale Winde, die in ihrer Richtung vielfach wechseln; die der Küste so nahen Westtheile dagegen ungemein constante und sehr kräftige Westwinde. Auch im südlichen Theile der Westküste herrschen im Sommer die westlichen Winde. In den höheren Regionen der chilenischen Anden weht im Sommer bei Tag ein Westwind von solcher Heftigkeit, dass er Steine aufhebt und das Überschreiten der Pässe erschwert. Zur Winterszeit bildet sich über dem nun kühleren Festlande wahrscheinlich ein secundäres Barometermaximum südlich vom Wendekreise, während sich die beiden

subtropischen Barometermaxima in niedrigere Breiten zurückgezogen haben; daher wehen nördliche und nordwestliche Winde. Die Westküste, welche nördlich von 35° etwa auch im Winter fast sturmfrei ist, steht bis gegen 40° Breite noch immer unter dem Einflusse des oceanischen Barometermaximums, weiter nach Süden herrschen stürmische West- und Nordwestwinde.

Hinsichtlich der Niederschläge muss man die Westseite Südamerikas von Lima bis etwa 28° südl. Br. von dem übrigen Gebiete, welches im wesentlichen ein Seeklima besitzt, ausscheiden. Jene Küste bildet einen höchst regenarmen, stellenweise fast regenlosen Landstrich. Dass diese Regenarmut durch den kalten peruanischen Meeresstrom veranlasst ist, wurde schon erwähnt (vgl. S. 414). Von 28° an südwärts nimmt die Regenmenge mit wachsender Breite immer mehr zu, bis unter 38° südl. Br. ein außerordentlich regenreiches Gebiet beginnt.

An der Westküste von Chile unter 41° Breite beträgt die jährliche Regenmenge 288 *cm*, in Ancud unter 41° 46′ aber 340 *cm*. Diese großen Regenmengen, welche in subtropischer Breite im Winter niederfallen, weiter südwärts sich ziemlich gleichmäßig über das ganze Jahr vertheilen, verdankt die Westseite der Anden den vorherrschenden Westwinden. Als Folge hiervon finden wir bis Chiloë hinauf eine reiche Waldvegetation, die zum Theil an reicher Blattentwickelung und Fülle des Unterholzes jener der Tropengegend wenig nachgibt. Zerrissenheit der Küste, Schneebedeckungen der Gebirgskämme und Gletscherbildung finden sich wie in Britisch-Columbien. An der Magelhaensstraße reichen viele Gletscher bis an das Meer herab. Nordwärts ändert sich dieses Verhältnis freilich rasch. Santiago unter 33° 27′ Breite hat 36 *cm*, Serena unter 29° 54′ nur 4 *cm*, Copiapo unter 27° 22′ gar nur 0·8 *cm* jährliche Regenmenge; so geht der Küstenstrich allmählich in die regenlose Atacamawüste über. Demgemäß rückt auch die Schneegrenze im mittleren Chile plötzlich hoch hinauf; am Aconcagua unter 32° 30′ liegt sie in einer Höhe von 4500 *m*.

Auf der Ostseite der Anden herrschen bis gegen die Südspitze des Continentes hin die Regen des Sommerhalbjahres vor; dabei ist der Regenfall an der Ostküste gleichmäßiger über das Jahr vertheilt als im Innern des Landes. Die Regenmengen nehmen von der Küste landeinwärts ab, reichen aber in subtropischer Breite durchgehends für die Bodencultur aus. Eigentliche Wüsten- und Steppenbildungen fehlen fast ganz. „Die Grasfluren der Pampas," sagt Hann, „sind keine rein meteorologische Erscheinung, sondern sicherlich zumeist ein orographisches Product. Große Ebenen, die von beständigen stürmischen Winden heimgesucht werden und denen zugleich ungünstige Grundwasserverhältnisse zukommen, sind stets baumfeindlich." An der Küste oder in deren Nähe haben Buenos-Aires 87 *cm*, Montevideo 111 *cm*, Rosario 98 *cm* jährliche Regenmenge; im Innern Tucuman 90, Catamarca 26, Cordoba 69, San Juan 7, Mendoza 20 *cm*.

Noch sei einiges über die Temperaturverhältnisse bemerkt. An der Ostküste ist die Temperatur wesentlich höher als an der Westküste, welche sich durch sehr niedrige Temperaturmaxima und milde Winterminima auszeichnet. Besonders auffällig ist dies im südlichsten Theile Südamerikas. Überhaupt hat die Westküste eine höchst gleichmäßige Temperatur und ein ungemein constantes Klima. In Valparaiso (33° südl. Br.) betragen die Mitteltemperaturen des Jänner 17·3°, des April 14·2°, des Juli 11·4°, des October 13·8°, des Jahres 14·2° C. Im Innern des Landes ist sowohl die Sommerwärme als auch die mittlere Jahrestemperatur beträchtlich höher als an der Ostküste. Buenos-Aires und Montevideo in nahezu gleicher Breite haben 17·2° und 16·8° Jahrestemperatur, im Binnenlande Cordoba (31° 24′ südl. Br.) 18·9°, Mendoza (32° 53′ Br.) 20·4° auf das

Meeresniveau reducierte Wärmemittel. Während im Osten selbst im südlichen Brasilien Nachtfröste auftreten, scheint an der Westküste die Temperatur erst von 35° südl. Br. an unter den Gefrierpunkt zu sinken. In Buenos-Aires betrug das bisher beobachtete Minimum — 8·1°, in Uruguay — 5°.

Zur Ergänzung des hier Erörterten wollen wir noch etliche Daten über die einzelnen Länder hinzufügen. In Rio Grande do Sul, der südlichsten Provinz Brasiliens, herrscht ein gesundes subtropisches Klima, so dass der Mitteleuropäer dasselbe gut erträgt und selbst Feldarbeit verrichten kann, weshalb die deutsche Einwanderung dahin eine beträchtliche ist. Außerhalb der Städte hat sich noch keine Epidemie gezeigt und das gelbe Fieber ist überhaupt nicht aufgetreten. Im Hochlande sind die Winter streng, fast kein Jahr vergeht ohne Eis und Schneefall. Der bis hierher vordringende kalte Pampero drückt die Temperatur regelmäßig um 10 bis 15° herab.

Sehr häufig ist dieser Pampero (vgl. S. 221) in Argentinien, dessen Hauptstadt Buenos-Aires ein zwar sehr gesundes, aber keineswegs angenehmes Klima besitzt. Selten ist die Atmosphäre ruhig; die Winde arten von Zeit zu Zeit zu Orkanen aus und es vergeht selten ein Jahr, ohne dass sie auf der Rhede oder in der Stadt selbst großen Schaden anrichten. Besonders unangenehm sind die aus Süd und Südwest kommenden Pamperos, weil sie die vorherrschenden Winde sind; sie bringen von den Pampas eine Masse Staub mit sich, welcher durch alle Fugen und Ritzen selbst in die Häuser eindringt, aber sie ventilieren auch die Luft und reinigen sie von Miasmen. Im Sommer ist es sehr heiß, im Winter sehr feucht, das Wetter sehr unregelmäßig, indem es von einem Extrem rasch zum anderen übergeht. Im Innern des Landes ist das Klima wesentlich anders. Bei vorzugsweise großer Ruhe der Luft ist der Himmel stets klar und rein; Tage, an denen die Sonne nicht zum Vorschein kommt, sind selten. Im Sommer sind auf der Ebene Windhosen häufig zu beobachten. Sehr gefürchtet wird der heiße Nordwind „Sondo", der ein- bis zweimal im Jahre auftritt.

Für das Klima von Chile ist vor allem der regelmäßige Windwechsel, der sich sowohl an der Küste wie in den Andenthälern täglich vollzieht, charakteristisch. Zwischen 9 und 10 Uhr vormittags springt der Südwestwind (virazon) auf, nimmt bis 2 oder 4 Uhr nachmittags an Stärke zu und wird dann wieder schwächer, bis bei Sonnenuntergang Windstille eintritt. Die Nacht über hält entweder die Windstille an, oder es erhebt sich ein leichter Landwind (terral, im Süden Puelche genannt), der sich bei Sonnenaufgang wieder legt. Die Luft muss mindestens in den oberen Schichten sehr klar sein; denn die Dämmerungszeit ist überall in Chile sehr kurz. An der Küste sind Morgennebel häufig, welche erst gegen Mittag von der Sonne durchbrochen werden. Im nördlichen Küstengebiet sind sie jedoch so hartnäckig, dass oft wochenlang die Sonne gar nicht sichtbar wird. Von dem grellen Gegensatz zwischen den großen Regenmengen im Süden und der Regenarmut im nördlichsten Theile war schon die Rede. In Atacama und Tarapaca regnet es nur alle 10 oder 15 Jahre einmal stark.

Was die vor der Südspitze Südamerikas gelegenen Inselgruppen betrifft, so haben die Feuerlandsinseln ein rauhes und stürmisches Klima, weshalb die Fahrt durch die Magelhaensstraße wie um das Cap Horn von den Seefahrern gefürchtet wird. Es scheinen die winterlichen Niederschläge vorzuherrschen. Die mittlere Jahrestemperatur von Ushuaiá (54° 53′ südl. Br.) beträgt 5·4°. Auf den Falklandsinseln, deren Klima etwas milder ist, vertheilen sich die zahlreichen Regentage ziemlich gleichmäßig über das Jahr. Das Jahresmittel ist 6·1°.

Fünfzehntes Capitel.

Das Klima der Polarzonen.

Allgemeiner Charakter des polaren Klimas. — Das offene Polarmeer. — Die Polarnacht. — Die Pflanzenwelt der arktischen Zone. — Der Einfluss der arktischen Zone auf den Menschen. — Das Polargebiet Europas. — Das polare Asien. — Das arktische Amerika.

Wir haben die Jahresisotherme von 0° als die Grenzlinie zwischen der gemäßigten und kalten Zone kennen gelernt. Doch ist man bisher bloß imstande, den Verlauf derselben auf der nördlichen Halbkugel zu verfolgen, während er auf der Südhemisphäre noch unbekannt ist und nur annäherungsweise vermuthet werden kann. Überhaupt weiß man derzeit vom Klima der antarktischen Zone so wenig, dass man über dasselbe nur Vermuthungen aufstellen kann, die vorwiegend auf Analogieschlüssen im Vergleich mit der nördlichen Polarzone beruhen. Wir werden uns daher im folgenden eigentlich nur mit der letzteren zu befassen haben, über deren Klima wir durch die Berichte von Reisenden und Polarstationen eingehend unterrichtet sind.

Der Verlauf der nördlichen 0°-Isotherme weicht außerordentlich vom nördlichen Polarkreis ab. Ihr südlichster Punkt liegt unter beiläufig 48·5° nördl. Br. am Argun, einem rechten Nebenflusse des Amur im östlichen Russisch-Asien, der nördlichste unter 75° nördl. Br. nördlich vom Nordcap Skandinaviens im Arktischen Ocean. Demgemäß würde von Europa der äußerste Nordosten, von Asien der ganze Norden des ungeheuren russischen Gebietes bis Tobolsk, zum Baikalsee und bis zum unteren Amur, von Nordamerika der nördliche Theil bis zum Südende der Hudsonsbai der arktischen Zone angehören, ferner der arktische Archipel Amerikas, Grönland und die polaren Inselgruppen und Inseln Spitzbergen, Franz Josefsland, Nowaja-Semlja und Neusibirien. Doch haben wir bei Betrachtung der nördlichen gemäßigten Zone die durch die 0°-Isotherme gezogene Grenze vielfach weit überschritten, theils um des Zusammenhanges willen, theils weil die Vegetationsverhältnisse in solchen Gebieten den polaren Charakter noch nicht tragen, so dass hier eigentlich nur mehr diejenigen festländischen Theile Europas, Asiens und Amerikas der Erörterung harren, welche durch die 10°-Juliisotherme abgegrenzt erscheinen (vgl. Tafel III). Dagegen blieb auch noch Island der späteren Betrachtung vorbehalten, weil dessen Klima dem polaren schon nahe kommt.

Als Haupteigenthümlichkeit beider Polarzonen muss hervorgehoben werden, dass die Sonne einen mehr oder minder langen Theil des Jahres ununterbrochen unter dem Horizonte verweilt. Die dadurch erzeugte „ewige Nacht" währt unter 70° nördl. Br. 60 Tage, unter 80° Breite 127 Tage, am Nordpol selbst 179 Tage. Diese Eigenthümlichkeit hat zur Folge, dass die arktische Zone die niedrigsten



A. H. Markham's Schlitten-Expedition 1875—76.



mittleren Jahrestemperaturen aufweist, während das Maximum der Winterkälte nicht in jene selbst, sondern nur in deren südlichen Rand fällt; denn bekanntlich liegt der Kältepol bei Werchojansk in Nordostsibirien. Es ist nicht zu bezweifeln, dass auch das südliche Polargebiet solche niedrigste Mittel der Jahrestemperatur beherbergt; zugleich dürfte dasselbe höchst wahrscheinlich die niedrigsten Wintertemperaturen der südlichen Hemisphäre besitzen. Mit Recht, sagt Hann, führen daher die Polarzonen auch den Namen der „kalten" Zonen.

Im polaren Sommer weilt wohl die Sonne wieder ununterbrochen durch Wochen und Monate über dem Horizonte, so dass dann die Sonnenstrahlung eine ungemein große ist. Da aber der Neigungswinkel, unter dem die Strahlen einfallen, niemals groß ist und der ansehnlichste Theil der Wärme zum Schmelzen der Schnee- und Eismassen aufgebraucht wird, welche sich während der langen Frostzeit aufgehäuft haben, so ist der Sommer dennoch kühl und kurz. Trotzdem ruft er unter günstigen Umständen eine relativ ansehnliche Vegetation ins Leben. Während in den höchsten Breiten die Sommerwärme nicht mehr hinreicht, um auf ebenen Lagen Schnee und Eis wegzuschmelzen, bekleiden sich doch geneigte Hänge noch mit allerlei Pflanzen, denn von ihnen fließt das Schneewasser rasch ab und die Sonnenstrahlen fallen unter einem größeren Winkel ein. Außer der Luftwärme kommt auch die eigentliche Strahlungswärme in Betracht; bei einer Lufttemperatur von — 31 bis — 33° C. hat man beobachtet, dass der Schnee in der Nähe eines dunklen Körpers zum Schmelzen kam.

Der jährliche Wärmegang in der Nordpolarzone ist dadurch charakterisiert, dass die größte Kälte in den März, ja theilweise sogar in den April fällt; der wärmste Monat ist aber der Juli. Kaum merklich ist in der langen Polarnacht, da die Sonne unter dem Horizonte sich befindet, die regelmäßige tägliche Wärmeänderung. Doch constatierte Kane im Reusselaer Hafen eine regelmäßige Erhöhung der Temperatur zu Mittag um 0·5° C.; ihr Maximum erreicht die tägliche Wärmeschwankung im April und Mai nach Wiederkehr der Sonne.

Die relative Feuchtigkeit der Luft ist im Winter außerordentlich gering, und Nebel gibt es auf dem Lande nicht; nur über offenen Stellen im Meereseise zeigen sich die schon oben erwähnten Frostnebel (vgl. S. 441). Im Sommer dagegen ist der Nebel häufig und wird zu einem großen Übelstand, weil er alle Aussicht benimmt und das wärmste Sommerwetter oft mit Eiseskälte unterbricht. Trotz des fehlenden Nebels ist im Winter die Klarheit des Tages häufig stark gedämpft, da unzählige winzige Eiskrystalle („Diamantstaub") die Luft erfüllen. Wenn ein stärkerer Wind weht, so hebt er den außerordentlich feinen, trockenen Schnee auf, der dann in dichten Massen die Luft erfüllt und verdüstert wie Nebel. Bei der so geringen Feuchtigkeit der Luft kann auch die Bewölkung nur eine geringe sein und wohlbegrenzte Wolkenformen sind am polaren Winterhimmel fast ganz unbekannt; demgemäß ist auch die Niederschlagsmenge gering. Die Gefährten Mac Clintocks auf der Expedition zur Aufsuchung J. Franklins geben an, sie hätten einmal die von ihnen selbst im tiefen Schnee zurückgelassenen Fußspuren nach Jahresfrist intact angetroffen, was für eine außerordentliche Armut an Niederschlägen in jenen Gegenden des arktischen Archipels von Amerika sprechen würde. Dagegen hatte die Schlittenexpedition des Capitäns Albert H. Markham auf der berühmten Nordpolfahrt unter Nares 1875 bis 1876 mit ungeheuren Schneemassen zu kämpfen. Nur bei milderer Temperatur fällt Flockenschnee, sonst besteht der Schnee aus feinen Eisnadeln. Während des Sommers regnet es auch in niedrigeren Breiten; der schon erwähnte Sommernebel näßt zuweilen wie starker Regen. Mit dem Auftreten von Niederschlägen und Winden ist im Winter stets

eine Erhöhung der Temperatur verbunden, bei Windstillen ist die letztere am tiefsten. Umgekehrt ist es im Sommer, wo der Wind Kälte bringt, während die klaren und windstillen Tage die wärmsten sind. Doch ist der Winter im allgemeinen ziemlich ruhig; die Barometerminima haben ihre Bahnen meist in südlicheren Breiten, so dass der größere Theil des Polargebietes von starken Stürmen nur selten heimgesucht wird. Die Umgebungen des warmen nordeuropäischen Eismeeres, wie die Ostküste von Grönland, Spitzbergen u. s. w., machen aber eine Ausnahme, da hier gelegentlich furchtbare Winterstürme auftreten.

Da die höchste bisher erreichte nördliche Breite nicht viel über 83° beträgt, so kann man über die klimatischen Verhältnisse der eigentlichen Circumpolarzone nur Vermuthungen aufstellen. Verschiedene Wahrnehmungen der Polarfahrer würden auf eine Zunahme der Jahres- und Sommerwärme mit wachsender Breite schließen lassen, da viele von jenen an dem nördlichsten Punkte, zu dem sie vorgedrungen, eisfreies Meer vor sich gesehen. Der Theorie würde eine solche Wärmesteigerung gegen den Pol hin entsprechen; während des sechs Monate langen Sommers ist die Sonnenbestrahlung am Pole stärker als an irgend einem anderen Punkte der arktischen Zone, da es, wie sich Gustav Lambert ausdrückt, in dieser Jahreszeit wegen der Stellung der Erde zur Sonne „beständig Mittag ist". Hierauf stützt sich die Annahme eines „offenen Polarmeeres", das man „Polynia" nennt. Man hat aber dort, wo das Arktische Meer auf weiter Strecke offen gesehen wurde, bei einer späteren Reise große Eismassen gefunden, so dass zweifelhaft bleibt, ob es ein beständig offenes Polarmeer unter denselben Längen- und Breitengraden gebe, oder ob einzelne Meeresstrecken in verschiedenen Jahren und verschiedenen Regionen ohne Eisdecke sind.

War oben von der sogenannten „ewigen Nacht" der Polarzonen die Rede, so mag hier, indem wir auf dieselbe zurückkommen, betont werden, dass dieselbe keineswegs, wie wohl vielfach geglaubt wird, mit vollständiger Finsternis identisch ist. Durch die lange Dämmerung, durch Mond- und Sternenlicht, sowie durch Polarlichter wird ihre Dauer wesentlich eingeschränkt. Wegen der großen Kälte ist die Strahlenbrechung (Refraction) sehr stark, so dass dadurch nicht bloß die Dämmerung ansehnlich verlängert wird, sondern auch die Sonne scheinbar länger über dem Horizonte weilt, als es thatsächlich der Fall ist. In Igloolik an der Westküste Grönlands unter 69° 21′ nördl. Br. sieht man die Sonne statt am 26. November bei klarem Wetter erst am 2. December untergehen. Auf Griffith-Island (74° 34′ nördl. Br.) zeigte sich die Sonne, die schon am 4. Februar hätte aufgehen sollen, wegen trüben Wetters erst am 7. Februar. Ja, infolge der stark wechselnden Refraction ist es möglich, dass die Sonne zeitweilig verschwindet und dann wieder am Horizonte erscheint.

Die Polarlichter sind nicht in der ganzen arktischen Zone gleich häufig und glänzend. Auf Seite 340 f. wurde der Gürtel angegeben, in welchem man das Nordlicht am häufigsten und prachtvollsten sieht; von diesem aus nimmt gegen den Pol hin die Nordlichtfrequenz wieder ab, das amerikanische Polargebiet in hohen Breiten z. B. ist an intensiveren Nordlichtern ziemlich arm. In dem erwähnten Gürtel größter Häufigkeit ist dagegen das Polarlicht während der langen Polarnacht eine oft täglich eintretende Erscheinung. Die österreichische arktische Beobachtungsstation auf der Insel Jan Mayen notierte in der Zeit vom 5. September 1882 bis zum 14. April 1883 wohl nur 124 Nächte mit Polarlicht, die übrigen Nächte ließen wegen totaler Himmelsbedeckung oder starken Schneetreibens keine Wahrnehmung zu; die anhaltende Sichtbarkeit zur Zeit der wolkenfreien Nächte und die Regelmäßigkeit im Auftreten des Phänomens berechtigen jedoch zu



Die österreichische arktische Beobachtungs-Station auf Jan Mayen.

(Nach einer Photographie.)



dem Schlusse, dass dasselbe in den Monaten October 1882 bis einschließlich März 1883 allnächtlich zur Entwickelung gelangte. Die Leuchtkraft des Polarlichtes ist eine geringe und übt auf die Unterbrechung der langen Winternacht nur selten einen erheblichen Einfluss aus. Die österreichisch-ungarische Polarexpedition unter Payer und Weyprecht sah bei Franz Josefland sehr häufig Nordlichter von unvergleichlicher Pracht und Intensität, aber selbst die hellsten erreichten nie die Leuchtkraft des Vollmondes. Dagegen beschreibt G. Kennan ein von ihm zu Anadyrsk im Tschuktschenlande am 26. Februar 1866 beobachtetes selten großartiges Nordlicht, welches zuerst die Schneehülle der Erde mit rothem Schimmer übergoss, dann mit seinem blendenden Glanze alles überflutete.

Von mächtiger Wirkung ist selbstverständlich das Wiedererscheinen der Sonne, welcher am nördlichen Horizont ein durch Wochen andauernder schöner Dämmerungsbogen vorausgeht. Der Glanz und die Farbenpracht des Polarhimmels nach dem Aufgange der Sonne im Frühling und um die Zeit ihres Unterganges im Herbst wird von allen Beobachtern als das Schönste und Herrlichste gepriesen, was sie je gesehen. „Daneben erscheinen die mannigfaltigsten Combinationen von Höfen und Ringen um Sonne und Mond, Nebensonnen und Nebenmonde, verticale Lichtsäulen u. s. w. in den glänzendsten Farben und schmücken und beleben den Polarhimmel."

Den Einfluss des polaren Klimas auf die Pflanzenwelt wollen wir nicht übergehen. Die arktische Flora begreift im hohen Norden alle Landschaften, welche jenseits der Polargrenze der Wälder liegen. So einförmig und dürftig in seinen Erzeugnissen dieses Gebiet auch erscheinen mag, so bietet es doch dadurch ein hohes Interesse dar, dass es zeigt, was die Natur unter den ungünstigsten äußeren Bedingungen zu leisten vermag, um das organische Leben zu erhalten. Soweit das ebene Land in dem kurzen Polarsommer sich des Schnees entledigt und das Schmelzwasser Abfluss findet, bedeckt es sich mit einer überraschend reichen Vegetation. Da schon in geringer Tiefe der Boden ewig gefroren bleibt und die Lufttemperatur nur während weniger Monate über den Gefrierpunkt steigt, können nur ganz niedrige Gewächse mit kurzen Wurzeln in diesem Klima gedeihen. Denn die Saftbewegung der Pflanzen ist bloß dann möglich, wenn der Boden flüssiges Wasser liefert. Die Winterkälte beschränkt die arktische Vegetation weniger durch ihre Strenge als durch ihre Dauer. Dass steilere Böschungen wegen des raschen Abflusses des Schneewassers im Sommer mitunter vor ebenen Flächen bezüglich des Pflanzenwuchses bevorzugt erscheinen, wurde schon oben erwähnt; die Gebirge aber entbehren fast vollständig der Vegetation. Beiläufig bis zu 72° nördl. Br. gibt es wohl noch hie und da niedrigen Baumwuchs, der durch Birken, Föhren, Fichten und Espen repräsentiert wird, dagegen sind Sträucher zahlreich. Fast der ganze hohe Norden des europäischen, asiatischen und amerikanischen Festlandes wird vom Tundrengürtel, der in ihrem Untergrunde stets gefrorenen Moossteppe, eingenommen; in derselben wiegen Torfmoose und Erdflechten vor, Moosbeeren und vereinzelte Kräuter erscheinen nur zwischen jene eingebettet. Wiesen sind selten, aber in geschützter Lage selbst üppig. An der Ostküste Grönlands unter 70° Br. fand Scoresby Graswuchs von 30 *cm* Höhe, welchen er stellenweise mit den besten Wiesen Englands verglich. In dem Gürtel zwischen 72 und 82° nördl. Br. ist die Vegetation schon sehr dürftig und einförmig. Vorherrschend sind kleine rasenbildende, höchstens spannenlange Kräuter mit kriechenden Wurzeln und großen Blüten, doch kommen noch einzelne niedere Sträucher vor. Da über circa 82° Breite hinaus das Festland fast ganz mit ewigem Eise bedeckt ist, so können sich nur an schneefreien Felsabhängen und besonders geschützten Standorten Flechten und Moose und einzelne krautartige Blütenpflanzen ansiedeln.

Schließlich muſs auch des Einflusses des polaren Klimas auf den Menschen gedacht werden. Von Eingeborenen ist die arktische Zone nur sehr spärlich bewohnt; am weitesten nach Norden gehen menschliche Niederlassungen an der Westküste von Grönland; die hochnordischen Inseln von Nowaja-Semlja an bis Neusibirien und zum arktischen Archipel Amerikas sind alle unbewohnt. Unter den polaren Völkern, den Lappen, Samojeden, Tungusen, Jakuten, Jukagiren, Tschuktschen und Eskimos, nehmen unstreitig die letztgenannten die erste Stelle ein, indem sie namentlich auf Grönland, aber auch auf dem amerikanischen Festlande eine Culturstufe erreicht haben, welche in Anbetracht des unwirtlichen Klimas ihrer so sehr geliebten Heimat Bewunderung erweckt. Da ein kaltes Klima auf die geistige Entwickelung des Menschen hemmend einwirkt (vgl. auch S. 425), so verdanken die Eskimos ihren Fortschritt jedesfalls einer bedeutenden natürlichen Begabung. Der körperlichen Entwickelung des Eingeborenen tritt das arktische Klima gerade nicht feindlich entgegen; denn die nordischen Völker sind alle ungemein gestählt und großer physischer Leistungen fähig, und wenn sie auch im allgemeinen einen kleinen Menschenschlag darstellen, so fehlen Ausnahmen von dieser Regel nicht. Die Männer mehrerer amerikanischer Eskimostämme sind entschieden groß, und die Tschuktschen werden als wahre Riesen geschildert. Auch den dänischen Colonisten auf Grönland schlägt das Klima gut an; sie vermischen sich mit den Eskimos immer mehr, so daſs eine neue Rasse im Entstehen ist.

Was den Einfluſs des polaren Klimas auf die nur zu vorübergehendem Aufenthalte kommenden Europäer betrifft, so muſs man selbstverständlich zwischen Sommer und Winter scharf unterscheiden. Ersterer ist mit seiner constanten, nur einige Grade über dem Gefrierpunkt liegenden Temperatur sehr gesund, die gewöhnlichen Erkältungskrankheiten fehlen, Bakterien und sonstige Krankheitsträger kennt die Atmosphäre nicht, und bei schönem Wetter athmet man mit Wonnegefühl die klare, transparente Luft ein. Im Winter ist es die bedeutende Kälte gerade nicht, welche den Aufenthalt im hohen Norden nachtheilig macht. Wir wissen bereits, daſs selbst sehr tiefe Kältegrade bei Windstille ohne Beschwerde ertragen werden. Namentlich trägt die große Trockenheit der Winterluft dazu bei, während man in den Frühlingsmonaten bei viel höheren Temperaturen und feuchterer Luft fröstelt. Ist die Kälte aber von Wind begleitet, so empfindet man Schmerz im Gesicht und ein peinliches Stechen vorne an der Stirne, das sich rasch ins Unerträgliche steigert. Sehr anschaulich schildert der Nordpolfahrer Dr. Kane die Wirkung eines solchen Winterwetters. „Das Thermometer steht auf — 32° C., nicht niedriger, und eine noble Brise weht, aber nur ganz gelinde. Wir machen die Lippen für die ersten zwei Minuten fest zu und lassen die Luft durch Nasenlöcher und Schnurrbart vorsichtig ein. Alsbald athmen wir eine trockene, scharfe, aber doch noch gnädige und angenehme Atmosphäre. Bart, Augenbrauen, Augenwimpern und die Härchen an den Ohren bekommen eine zarte, weiße und vollkommen einhüllende Decke von ehrwürdigem Reif. An Schnurrbart und Unterlippe bilden sich schwebende Perlen baumelnden Eises. Steckt man die Zunge heraus, so friert sie sogleich an diese Eiskruste an, und eine schleunige Anstrengung und gehörige Nachhilfe mit der Hand ist erforderlich, um sie wieder frei zu machen. Je weniger man spricht, desto besser ist es. Das Kinn hat eine besondere Leidenschaft, an die obere Kinnlade anzufrieren vermittelst des Klebens des Bartes. Sogar meine Augen sind oft zusammengeleimt gewesen und ich habe erlebt, daſs schon ein bloßes vorübergehendes Schließen der Lider gefährlich werden kann. Indem wir weiter gehen, entdecken wir auch noch, daſs das Eisen von unseren Büchsen durch die beiden Paare wollener Fausthandschuhe durchzudringen anfängt und eine Empfindung wie von heißem Wasser verursacht.

Aber wir haben angenommen, dass wir dem Winde den Rücken zukehrten, und sind wir gut acclimatisierte Unterthanen des Nordpols, so hat sich schon eine warme Glut eingestellt, und ein reichlicher Schweißerguss ist ihr gefolgt. Jetzt machen wir einmal Kehrt und gehen dem Winde entgegen — was zum Teufel ist das für eine Veränderung! Wie werden unsere Ausdünstungen weggeblasen! Wie schneidend rinnt die Kälte einem am Nacken herunter, wie dringt sie durch die Taschen ein! He! ein Matrosenmesser in meiner Hosentasche, das bis dahin unästhetisch warm gewesen war, ist plötzlich so kalt geworden wie Eis und so heiß wie Feuer. Machen wir, dass wir nach dem Schiff zurück kommen! Ich habe es erlebt, dass ich einmal drei (englische) Meilen von der Brigg von so einem erfrischenden Winde überfallen wurde und war schon so weit, dass ich fürchtete, ich würde sie schwerlich jemals wiedersehen. Meinem Begleiter erfroren die Backen, und ich fühlte eine lethargische Betäubung, wie sie in Märchenbüchern oft geschildert wird." Trotz dieser Beschwerden ist aber, wie schon gesagt, die große Kälte des Polarwinters der Gesundheit nicht abträglich. Namentlich muss es auffallen, wie leicht plötzliche ungeheure Temperaturwechsel ertragen werden. Obwohl man sich in der kurzen Zeit, die zum Öffnen einer Thüre nöthig ist, Temperaturwechseln von 40 bis 60° C. aussetzt, erleidet man, auch wenn Mund und Nase weder durch ein Tuch noch einen Respirator geschützt sind, niemals eine Lungenaffection.

Dagegen übt die lange dauernde Finsternis der Polarnacht einen sehr nachtheiligen Einfluss auf die Gesundheit aus. Derselbe äußert sich anfangs durch eine fast unbezwingbare Schläfrigkeit, Abneigung gegen Bewegung und Gleichgiltigkeit, während gegen Ende der dunklen Zeit sich Schlaflosigkeit einstellt. Auch treten häufig Zustände hoher nervöser Reizbarkeit auf, die mit großen Gemüthsdepressionen verbunden sind. Andere Wirkungen sind Dyspepsie und Anämie. Der gefährlichste Feind der Polarreisenden ist aber die als gefährliche Dyskrasie auftretende „Malaria der Eiswelt", der Scorbut oder Scharbock, welcher besonders in der Polarnacht den Menschen überfällt. Doch würde man zu weit gehen, wenn man alle diese schädlichen Wirkungen der Finsternis direct zuschieben wollte. Hauptsächlich sind es wohl Mangel an Bewegung in freier Luft und an frischer Nahrung, welche die Gesundheit so arg gefährden. Acht englische Matrosen, welche im Jahre 1630 auf Spitzbergen unter 77° nördl. Br. überwintern mussten, waren, da sie keine Lebensmittel bei sich hatten, genöthigt, durch die Jagd auf Renthiere und Bären sich ihren Unterhalt zu verschaffen; das frische Fleisch in Verbindung mit der vielen Bewegung in freier Luft erhielten sie stark und gesund.

Von diesen allgemein giltigen Angaben wollen wir zu einer Betrachtung der einzelnen Gebiete in der nördlichen Polarzone übergehen.

Die Jahresisotherme von 0° schneidet wohl auch den nordöstlichsten Theil von Europa derart, dass der mittleren Jahrestemperatur nach Kola, Kanin und der Nordosten des russischen Tieflandes dem arktischen Gürtel angehören. Aber im übrigen haben diese Gegenden mit dem eigentlichen Polarklima wenig gemein. Was die Vegetation betrifft, so breitet sich die Tundra über einen kleineren Theil dieses Gebietes aus, als man bisher angenommen hat. Die Petschora entlang ist der Wald in fortwährendem Vorrücken gegen Norden begriffen und erobert sich neues Terrain. Auf der Halbinsel Kola sind nur die hohen Plateaus tundrenartig, der größte Theil ist mit Wald von Kiefern, Fichten und Birken bedeckt, wie die jüngsten Expeditionen von Kihlman, Palmén und Ramsay constatiert haben; das Vorkommen rein arktischer Pflanzen beschränkt sich auf einen schmalen Streifen an der Küste.

Island hat ein unverhältnismäßig mildes Seeklima, das in vielen Zügen noch an den Nordwesten Europas erinnert. Nicht bloß liegt die Insel an der Westseite

des warmen Golfstromes, sondern auch im Bette vorherrschender Ostwinde, welche die abnorm warme Luft des europäischen Nordmeeres Island zuführen. West- und Südwestwinde bilden bereits eine Ausnahme. In Rejkjavik ist die Temperatur des kältesten Monates (Februar) — 2·5°, die des wärmsten (Juli) 12·1°, des Jahres 3·3; in Grimsey (66° 34′ nördl. Br.) vor der Nordküste sind die entsprechenden Mittel — 3·1°, 7·7° und 1·4°. Es ist also vornehmlich der Winter sehr milde, der Sommer kühl. Bei einer geänderten Luftdruckvertheilung können aber West- und Nordwestwinde für eine Zeit vorherrschend werden, und dann nimmt Island schon merklich am Klima Ostgrönlands theil. Denn unweit von seiner Westküste, durch die Dänemarkstraße, geht eine kalte Polarströmung, deren Eismassen von den genannten Winden zu Zeiten der isländischen Küste zugetrieben werden, was stets eine starke Depression der Temperatur, Mißernte und Hungersnoth zur Folge hat. Ein Ungemach des Klimas sind die häufigen Winde, die zuweilen im Winter wie im Sommer zu schauerlichen Stürmen anwachsen. Besonders gefürchtet ist der „Staubnebel", Massen von Staub, Sand und vulcanischer Asche, welche, vom Sturme emporgewirbelt, die Luft dicht erfüllen und die Luft fast undurchsichtig machen. Auch Nebel sind bei der großen Feuchtigkeit der Atmosphäre häufig. Die reichlichen Niederschläge begünstigen den Winter, in dem auch die an sich seltenen Gewitter am häufigsten auftreten. Bei den klimatischen Verhältnissen Islands ist die so dürftige Vegetation der Insel auffällig; außer ein paar Arten von zwerghaften Birken und Ebereschen besitzt die Insel kein Holzgewächs. Das nutzbare Land besteht nur in mageren Weiden, von denen, wie man annimmt, mehrere 1000 km^2 durch Aschenfälle zerstört wurden; von Ackerbau kann nirgends die Rede sein. Das innere Plateauland ist ganz mit Gletschern und ewigem Schnee bedeckt.

Da die **Bäreninsel** und **Spitzbergen** noch im Bereiche der warmen nordatlantischen Drift liegen, haben sie trotz ihrer hohen Breite ein relativ warmes Klima. Auf ersterer ist das Jahresmittel der Temperatur — 5·0°, also um 6° höher als auf der in gleicher Breite gelegenen Sabine-Insel. Der Temperaturgang des Winterhalbjahres ist auf der Bäreninsel wie in Spitzbergen äußerst unregelmäßig; es ist dies für das Klima im Bereiche der warmen Strömungen des europäischen Eismeeres eigenthümlich, auf dem überhaupt die größten Luftdruckschwankungen vorzukommen scheinen, die wir kennen. Weil die Depressionen auf allen Seiten Spitzbergens vorübergehen, ist auch die Veränderlichkeit der Windrichtungen eine überaus große. Im Sommer ist die Temperatur äußerst gleichmäßig; die höchste gemessene Temperatur im Juli war 16° C. Schneefall und Nebel kommen zu allen Zeiten des Jahres vor. Die Schneegrenze liegt ziemlich hoch, so dass die Vegetation an günstig gelegenen Abhängen eine ansehnliche Höhe erreichen kann. Während in Nordspitzbergen keinem Thale der Gletscher fehlt, sind in Südspitzbergen ziemlich große Thäler frei von solchen.

Nowaja-Semlja bildet eine Scheidegrenze zwischen dem fast eisfreien europäischen Nordmeere im Westen und der kalten, eisbedeckten Karasee im Osten. Wie in Grönland, haben daher die beiden Küsten dieser Doppelinsel ein sehr verschiedenes Klima. Auf der milderen Westseite wird schon Ende Juni der größte Theil der Küstenebene eisfrei, und kurz darauf entwickelt sich in wenigen Wochen die nordische Blumenwelt in all ihrer Farbenpracht; wirkliche Gletscher gibt es hier nicht. An der bei weitem kälteren Ostküste sank das Thermometer schon auf — 40°.

Im Gegensatze zu den minder arktisch strengen Polarländern Spitzbergen und Nowaja-Semlja zeigt **Franz Josefsland** den vollen Ernst der hocharktischen Natur. Überall starren ungeheure Gletscher von den höheren Einöden des Gebirges herab und reichen fast durchgehends bis ans Meer. Die äußerst dürftige Vegetation

steht tief unter jener Spitzbergens, Grönlands und Nowaja-Semljas. Die von Julius Payer beobachteten Temperaturextreme waren + 10·4° und — 46·2°.

Das Klima des polaren Asiens war größtentheils zugleich mit demjenigen Sibiriens bereits Gegenstand der Betrachtung, so dass hier nur einiges über die nördlichsten Gegenden des asiatischen Festlandes nachzutragen ist. Das ganze Gebiet hat einen echt continentalen Wärmegang mit strenger Winterkälte und relativ hoher Sommertemperatur. Tolstoj Noss unter 70° 10′ nördl. Br. hat eine mittlere Jahrestemperatur von 13·3°, wobei das Jännermittel — 33·8°, das Augustmittel + 8·8° beträgt. In Ustjansk sinken die Mittel des Jahres und des Jänner auf — 15·9° und — 41·4°, das Julimittel aber steigt auf + 13·4°. Die hier beobachteten absoluten Extreme waren — 54·4° und + 37·5°. Von West nach Ost bis gegen die Lenamündung scheint sowohl die Sommerwärme als die Winterkälte zuzunehmen, von der Mündung der Kolyma weiter nach Osten nehmen aber beide wieder ab. Die Winde in der Gegend von Ustjansk wehen im Winter aus dem nordsibirischen Barometermaximum auf das Meer hinaus, im Sommer aber kommen sie von Nord, Nordost und Ost, so dass der Luftdruck landeinwärts gegen Südsüdost hin abnehmen muss. Die Nordwinde bringen Nebel und Frostrauch (Morok). Merkwürdig ist der bei Nishnij Kolymsk unter dem Namen „der warme Wind" bekannte Ostsüdost, welcher zuweilen bei heiterem Himmel plötzlich eintritt und im strengsten Winter die Temperatur in kurzer Zeit von — 44° bis auf nahe 2° Wärme bringt, aber gewöhnlich nicht über 24 Stunden anhält. Eine über der Beringstraße lagernde Cyclone gibt in dem Gebiete von Kolymsk gegen Osten hin zu Nordwinden mit begleitenden Schneefällen Anlass. Sehr merkwürdig gestaltet sich die Vegetationsperiode in Kolymsk. Zu Ende Mai beginnt das Treiben der Weidengebüsche, im Juni und Juli gibt es Beeren und Blumen bei 20 bis 22° Mittagstemperatur. In diesen Monaten treten auch Sommergewitter auf. Im September beginnt der Winter, welcher volle neun Monate dauert. Der größte Theil des hochnordischen Asiens ist, wie schon erwähnt, echte Tundra.

Der arktische Archipel von Nordamerika ist uns in seinen klimatischen Verhältnissen durch die verschiedenen Expeditionen zur Aufsuchung Franklins näher bekannt geworden. Den Beobachtungen derselben zufolge ist der wärmste Monat überall der Juli, das niedrigste Monatsmittel schwankt zwischen den Monaten December bis März, fällt aber fast durchgängig auf den Februar. Im allgemeinen ist das Klima milder als in Sibirien, weder der Sommer so warm, noch der Winter so kalt. Die niedrigste Temperatur zeigt Mercybai (74° 6′ nördl. Br.) = — 42·2° C. (Jänner), die höchste Felixhafen (69° 59′) = 7·1° (Juli); als niedrigstes absolutes Minimum wurde — 58·8° C. in Floeberg Beach (82° 27′ nördl. Br.) beobachtet, als höchste Maxima 16·1° in der Walkerbai (71° 35′) und Foulkehafen (78° 18′), dann 21·1° in Felixhafen. Die Jahresmittel halten sich alle zwischen — 12·5° und — 20·1°, sinken also unter das Wärmemittel von Werchojansk (— 16·7°) noch herab. Während die Temperatur des polaren Nordamerika im Sommer nahezu constant ist, erscheint sie desto veränderlicher im Winter. In der kalten Jahreszeit ist die absolute und relative Luftfeuchtigkeit sehr gering, und bei regelmäßigen nördlichen Winden mangelt es an Niederschlägen. Der meiste Schnee dürfte im Frühling und Herbst fallen. An der Hudsonsbai fand es Rae allenthalben sehr kalt; klare Luft ist dort eine Seltenheit, Frostrauch mit Diamantstaub sehr gewöhnlich. Dagegen gehen hie und da fast tropische Regengüsse nieder.

Grönlands Klima ist auf der West- und Ostküste sehr verschieden. Erstere steht unter dem Einflusse einer warmen, letztere unter dem einer kalten Meeresströmung. Die bevorzugte Westküste wird wieder durch den 67. Parallel in zwei

klimatisch verschiedene Gebiete getheilt. Das Klima in Südgrönland vereinigt nach Rink das Ungemach des gemäßigten und kalten Klimas. Während im Norden die strenge Kälte des beständigen Winters Eisdecken bildet, über welche eine schnelle und leichte Communication möglich ist, hat man in Südgrönland Stürme mit Schneetreiben und einem aufgeregten Meere und befindet sich für mehrere Monate in einer Art Gefangenschaft. Regen und Schnee fällt in Südgrönland in viel größerer Menge als im Norden, und die dicke Schneedecke läſst die Sommerwärme nicht aufkommen, so daſs die Beeren zuweilen im Norden viel reichlicher reifen als im Süden. Ein Hauptfactor des Winterwetters ist der warme Landwind aus Südost, welcher in allen Stücken dem Föhn der Alpen gleicht. Er allein schützt im Sommer gegen ein plötzliches Sinken der Temperatur; sonst kann das wärmste Sommerwetter durch das Einfallen eiskalter Nebel von der See her unterbrochen werden. Im Winter steigert der Landwind die Temperatur außerordentlich; in Südgrönland wurden Steigerungen von -20^0 auf $+10^0$ beobachtet, und selbst unter 69 bis 70^0 Breite erhöht er die Temperatur auf 6 bis 7^0 über 0.

Der Hauptunterschied zwischen Süd- und Nordgrönland ist nicht so sehr in der Sommerwärme, als vielmehr in der Winterkälte zu suchen. Der Juli hat zu Lichtenau (60^0 4′ nördl. Br.) $8{\cdot}0^0$, in Upernivik (72^0 48′ nördl. Br.) $4{\cdot}4^0$; aber der Jänner in ersterem $-5{\cdot}5^0$, in letzterem $-28{\cdot}0^0$; daher sind auch die Jahrestemperaturen so verschieden: $+1{\cdot}1^0$ und $-11{\cdot}1^0$. Dennoch leben in Upernivik Dänen; es ist dies der nördlichste von Europäern in Amerika bleibend bewohnte Ort. Die Niederlassungen der Eskimos gehen noch über 78^0 nördl. Br. hinaus.

Im Winter sind die Landwinde aus Osten und Nordosten vorherrschend, deren Wehen mit gutem Wetter und klarer Luft verbunden ist. Der Südwind bringt strenge Kälte mit Schneefall, aber auch bei Nordwind und einer Temperatur von -30^0 C. tritt Schneewehen ein. Während des Sommers ist überall an der Küste der Seewind vorherrschend, der sich nur bei Nacht auf ein paar Stunden etwas legt, oder einem schwachen Ostwinde Platz macht. Die Menge der Niederschläge nimmt von Süden nach Norden ab. Für Ivigtut (61^0 12′ nördl. Br.) werden 130 *cm*, für Godthaab (64^0 10′) 68 *cm*, für Jakobshavn (69^0 12′) 21 und für Upernivik 35 *cm* jährlicher Niederschlagsmenge angegeben. Die größte Niederschlagsmenge fällt auf die Monate April und August. Im südlichsten Theile, wo die Flora verhältnismäßig am reichsten ist, gibt es noch kleine Birkenhaine, Weiden und verkrüppelte Fichten; in der Nähe der Niederlassungen werden Rüben, Kartoffeln und einige Kohlgattungen angebaut.

Einen ganz anderen Charakter als die Westseite Grönlands hat dessen Ostküste. Diese liegt schon völlig unter dem Einflusse des kalten Polarstromes, welcher die Küste fast unnahbar macht, sowie kalter Nord- und Nordwestwinde, welche namentlich im Winter mit solcher Heftigkeit wehen, daſs sich das kleinere Geröll in nordsüdlicher Richtung lagert und die Steine auf der Nordseite mehr abgerundet sind. Soviel bisher bekannt, ist die Luft sehr trocken, die Bewölkung gering; die Nordwinde bringen die größte Trübung und die meisten Niederschläge, die Westwinde die größte Heiterkeit. Die niedrigste beobachtete Temperatur (im Februar) betrug $-40{\cdot}2^0$, die höchste (im Juli) $13{\cdot}1^0$.

Das Innere Grönlands ist etwa von 600 *m* Seehöhe an von einer dicken Eishülle, dem sogenannten Binneneis oder Inlandeis, vollständig bedeckt, wie die Expeditionen von A. E. v. Nordenskiöld 1883 und Dr. Fridtjof Nansen 1888 dargethan haben.



Karrenfeld auf der Wiesalpe in der Dachsteingruppe.
(Nach Fr. Simony.)



Anhang.

Erosion, Verwitterung und Denudation. — Einfluss des Klimas auf die Bauthätigkeit des Menschen. — Veränderung des Klimas unter dem Einflusse des Menschen.

Von den ursprünglich für den „Anhang" bestimmten Gegenständen haben mehrere schon im Zusammenhange mit den einzelnen Partien dieses Buches an entsprechender Stelle ihre Erörterung gefunden, so dass eine gesonderte Behandlung hier entfällt. So wurde die Frage der Klimaschwankungen und der mit diesen zusammenhängenden Seen- und Gletscherschwankungen an mehreren Orten eingehend besprochen; wir verweisen auf S. 67 bis 69, 290, 294, 295 und 389. Zugleich war auch schon von abnormen Kälteperioden (S. 62) die Rede. Die meteorologischen Beobachtungsstationen und die Organisation des Wetterdienstes wurden auf S. 237 bis 239, dann auf S. 363 bis 366 erörtert. Der Luftfahrten zu meteorologischen Zwecken geschah auf S. 133 Erwähnung. Besondere Aufmerksamkeit ist dem Einfluss des Klimas auf den Menschen zugewandt; nachdem derselbe im allgemeinen seinem ganzen Umfange nach gekennzeichnet worden (S. 3 bis 10), findet die Einwirkung der Luftfeuchtigkeit auf den Menschen eingehende Darlegung (S. 105 bis 107), ferner die Einwirkung des Luftdruckes (S. 132 bis 136), die Bedeutung der Winde für die Gesundheitsverhältnisse (S. 191 bis 192). Die Acclimatisation des Europäers in der heißen Zone, sowie das tropische Klimafieber wurden ebensowenig außeracht gelassen (vgl. S. 400 und 401), als die Einwirkung der außertropischen Klimate auf den Menschen, wie in den beiden gemäßigten Zonen (S. 425 bis 426 und 455) so in der Polarzone (S. 467 bis 469).

Es bleiben somit nur noch wenige Gegenstände für den „Anhang" vorbehalten.

Die geologische Bedeutung der Atmosphäre darf nicht unterschätzt werden. Fortwährend sind die verschiedenen meteorologischen Factoren an der Umgestaltung der Erdoberfläche thätig. Jeder heftige Regenguss wirkt erodierend und transportierend, indem er die Böschungen des Erdbodens mit Rinnen durchzieht, welche von der Wasserscheide abwärts immer tiefer und breiter werden. Dadurch bahnt er aber anderen umgestaltenden Factoren, der Verwitterung und dem Winde, die Wege. Dieser rinnenbildenden Thätigkeit des Regenwassers verdanken die merkwürdigen Erdpyramiden, wie man sie z. B. an mehreren Orten der Alpen beobachtet, ihre Entstehung. Während die zuerst entwickelten oberen Pfeiler allmählich unter dem Einflusse des Regens zusammenschrumpfen und endlich ganz weggespült werden, schreitet die Bildung neuer Erdpyramiden thalabwärts weiter fort, wobei selbstverständlich das Terrain durch Abtragung mächtiger Schichten von lockerem Gebirgsschutt stetig umgestaltet wird. Der Regen spült das abgeschwemmte Material mit sich und zum Theil in Bäche und Flüsse, welche den weiteren Transport desselben übernehmen. Da, wie wir wissen, auch die Flüsse als Producte des Klimas anzusehen sind, gehören deren erodierende Wirkungen auch hierher, wie nicht minder die Thätigkeit der Gletscher. Das in die Spalten der Gesteinsmassen eindringende Wasser sprengt, indem es im Winter gefrierend als Eis ein größeres Volumen gewinnt, größere und kleinere Felsstücke los, welche dann in der wärmeren Jahreszeit abstürzen und beim Falle häufig in Stücke zerspringend den Verwitterungsprocess erleichtern. Besonders auffällig zeigen sich die vereinten Wirkungen von Erosion und Verwitterung auf den Plateaus von Kalkgebirgen, wie beispielsweise im Gebiete der Kalkalpen, wo die sogenannten Schratten- oder Karrenfelder entstehen. Stunden-

lang oft dehnen sich daselbst kahle, nackte Steinflächen aus, schreckhaft zerfurcht und zerklüftet, von tief ausgewaschenen Hohlkehlen durchkreuzt, dass sie aussehen, als ob ein wogendes Meer mit seinen Wellenhügeln plötzlich hier versteinert wäre und ein unentwirrbares Netz aufgegipfelter Wogen zurückgelassen hätte. Es ist dies ein Resultat der Verwitterung, des Ausschleifens durch Gletscher-, Schnee- und Regenwasser, der ausdörrenden, sprödemachenden Sonnenhitze und der zerspaltenden, auseinandertreibenden Kälte, der vollsten ununterbrochenen Einwirkung der Atmosphärilien auf den Gesteinskörper. In hohem Grade nimmt auch der Wind an der Umgestaltung der Erdoberfläche theil. Die Bora des Karstes hat das von Wald entblößte Erdreich, soweit es nicht der Regen wegschwemmte, mit sich geführt und so das Gebirge vollkommen nackt gemacht. In Ostasien sind es die regelmäßig wehenden Winde, die den feinen Wüstensand und Staub in Massen durch die Luft tragen und dann ablagern, so dass auf diesem Wege die mächtigen Lößbildungen entstehen konnten. So sehen wir, dass in der That die verschiedenen meteorologischen Factoren ununterbrochen an der Umgestaltung der Erdoberfläche arbeiten; sie erodieren, zertrümmern und zersetzen die festen Bestandtheile, entführen sie und entblößen so immer von neuem das Erdreich. Die Continente müssen schließlich aus Ebenen bestehen, die von flachen Terrainwellen, den Wasserscheiden, durchzogen werden, da auf den letzteren die Wirkung der Denudation eine minimale ist.

Wie bedeutsam der Einfluss des Klimas auf das Gedeihen und die Entwickelung des Menschen ist, haben wir bereits erkannt. Aber dieser Einfluss reicht weiter, als man bei flüchtigerer Betrachtung meinen möchte; Lebensformen, Sitten und Gebräuche des Menschen stehen unter dem Banne des Klimas. Dies drückt sich z. B. in der Bauthätigkeit des Menschen aus, welche unter den verschiedenen Himmelsstrichen einen so verschiedenen Charakter zeigt. Die außerordentlich dicken Mauern der alten Ägypter, Griechen, Römer und anderer Völker weisen auf die Abwehr der Hitze hin, ebenso die spärlichen und noch dazu eng vergitterten Fenster im ganzen Orient, wie die centrale Anlage aller Wohnräume rings um den Hof, dem das kühlende Wasser nicht fehlen darf. In den Tropenländern suchen die Eingeborenen Schutz gegen die Sonnenglut in fensterlosen, schattigen Hütten, welche wegen der mächtigen Regengüsse kegelförmig gedeckt sind. Während wir in Ländern ohne Schneefall und mit geringen Regen überall flachen Dächern begegnen, können die Häuser in höheren Breiten der steilen Giebeldächer nicht entbehren und in den Alpen müssen schwere Steinblöcke die Dachlatten gegen die Gewalt des Föhns schützen. Der offene Balkon des Südens verwandelt sich im Norden in den geschlossenen Erker. In den Tropen zwingen die fiebererzeugenden, feuchten Ausdünstungen des Bodens vielfach dazu, die Hütten auf Pfahlroste zu stellen, was auch in Gegenden geschieht, welche häufigen Überschwemmungen ausgesetzt sind. Oder man stellt sie auf Erdwälle, wie es auf den Halligen zum Schutz gegen die verheerenden Sturmfluten geschieht. Anders baut man unter den glücklichen Himmelsstrichen, wo der Mensch den größten Theil seines Lebens im Freien zubringt, als im rauhen Norden, der den Bewohner sein Heim über alles schätzen lehrt. Am eingeschränktesten wohnen, wie die nomadischen Hirten in ihren beweglichen Zelten, so die hochnordischen Völker; ihre kleine Hütte, in deren einzigem geheizten Raume sich alle Familienglieder zusammen drängen, versenken sie zum Schutz gegen die Kälte selbst in den Erdboden.

Wie aber der Mensch in hohem Grade von den klimatischen Verhältnissen seiner Heimat abhängig erscheint, so nimmt er auch umgekehrt vielfach einen bestimmenden Einfluss auf die meteorologischen Vorgänge; er hat seit Beginn seines Erdenwandels in stets sich steigerndem Maße auf die Veränderung des Klimas eingewirkt, freilich viel mehr unbewusst und unabsichtlich als planmäßig und zielbewusst. Neben den von **Brückner** nachgewiesenen physikalischen Klimaschwankungen, welche sich in mehr oder weniger deutlich ausgesprochenen Perioden vollziehen, gibt es auch Änderungen des Klimas in historischer Zeit, die den Menschen zum Urheber haben.

Fast ausschließlich indirect ist die Einwirkung des Menschen auf das Klima. Da die Beschaffenheit oder Bedeckung des Bodens bekanntlich auf verschiedene meteorologische Elemente einen großen Einfluss haben, mussten Veränderungen in dieser Hinsicht, wenn sie größere Landstriche umfassten, auch Klimawirkungen ausüben. Als die Menschheit noch auf der niedrigsten Stufe ihrer Entwickelung stand, führte sie ein bescheidenes Sammelleben; den wenig zahlreichen Stämmen bot der Wald reichlich des Lebens Nothdurft, Beeren, Wurzeln, Kräuter und Wild, wie ja noch heute wilde Stämme in der Hyläa Brasiliens und des Herzens von Afrika leben. Die nomadischen Viehzüchter sahen sich mit ihren Herden auf die Savannen und Steppen angewiesen. Aber die stetige Vermehrung des Menschengeschlechtes und die durch diese erzeugte höhere Culturstufe des Ackerbaues befehdeten den Wald. Mit einzelnen Rodungen begann die Lichtung desselben, welche allmählich immer weiter um sich griff und endlich große Flächen gänzlich vom Wald entblößte. Wir kennen die Bedeutung



Verschiedene Wohngebäude.

1. Kirgisenzelt im Sommer. 2. Aino-Hütten auf Jeso. 3. Grönländisches Winterhaus. 4. Wohnhaus auf einer nordfriesischen Hallig. 5. Isländisches Gehöfte. 6. Teita-Hütte am Ostfuße des Kilima-Ndscharo.



der Wälder für das Klima. Sie verhindern die Erwärmung des Bodens durch Sonnenbestrahlung, sowie die Verdunstung atmosphärischer Niederschläge, begünstigen überdies die Häufigkeit der letzteren und bewirken namentlich eine günstigere Vertheilung derselben, einen Ausgleich der Gegensätze; endlich brechen sie auch die Macht der Winde in den unteren Luftschichten. Große Landstrecken ohne allen Wald sind dagegen der Erwärmung durch die Sonne, der Austrocknung und den Wirkungen des Windes sehr stark ausgesetzt, die Vertheilung der Niederschläge über das Jahr ist eine ungleichmäßige, d. h. sie haben stets ein excessiveres Klima. So musste mit der Reduction des Waldes eine Veränderung des Klimas Hand in Hand gehen. Europa, welches ursprünglich ein echter Waldcontinent war, hat vormals gewiß ein ganz anderes Klima gehabt als heute. Die durch Lichtung des Waldes bewirkte Klimaänderung muss nicht sofort eine Verschlechterung der klimatischen Verhältnisse sein. Als die Römer zuerst Germanien betraten, schreckten sie vor dem rauhen Lande mit seinem wolkenverhangenen Himmel und den nebelerfüllten Thalgründen zurück; als die ungeheuren Wälder zum Theil gelichtet waren, bauten sie selbst köstliche Reben am Rhein. Aber eine zu weit getriebene Entwaldung, sei es von Ebenen oder sei es von Gebirgen, führt immer die schlimmsten Folgen mit sich. Hiefür liefern uns die einst so blühenden Mittelmeerländer traurige Beispiele. Spanien, Italien, Dalmatien, Griechenland, Kleinasien, Syrien, Nordafrika sind alle gegenüber den glücklichen Verhältnissen im Alterthume weit zurückgegangen; sie sind mehr oder weniger „verkarstet", wie man sich im Hinblick auf das uns zunächst liegende, auf solche Art verödete Gebirgsland ausdrückt. Aber auch in Südfrankreich, in vielen Theilen der Alpen, in Nordamerika und Westindien machen sich die betrübenden klimatischen Folgen der Entwaldung fühlbar. Es muss hier erwähnt werden, dass hieran nicht in erster Linie der Ackerbau die Schuld trägt, die Gebirgshöhen hat vor allen der Holzbedarf vom Walde entblößt, und der Unverstand des Menschen ließ die rechtzeitige Ausfüllung der entstandenen Lücken außeracht. So hat Island seine vormaligen Waldflächen vollständig eingebüßt, so der Karst, wo jetzt die mit größter Mühe betriebenen Wiederbewaldungsversuche nur zum Theil Erfolg haben. Wiederaufforstung läßt die früheren günstigeren klimatischen Verhältnisse wiederkehren; und so kann man auch durch künstliche Beforstung von Natur aus waldlosen Landes das Klima besser gestalten, wie z. B. die Beforstung der Insel St. Helena die Regenmenge daselbst verdoppelt hat.

Ähnliche klimatische Veränderungen wie die Ausrodung oder Anpflanzung der Wälder rufen Reductionen von Wasserflächen oder künstliche Schaffung solcher hervor. Zumeist um culturfähiges Land zu gewinnen, hat der Mensch zahlreiche Sümpfe ausgetrocknet, Seen abgeleitet. Da solche große verdampfende Flächen ebenfalls auf die Vertheilung der Niederschläge einen günstigen Einfluss nehmen, in höheren Breiten aber durch ihre Eisdecke die Temperatur der wärmeren Jahreszeit herabstimmen, wird ihre Trockenlegung das Klima bis zu einem gewissen Grade umgestalten. In Ungarn hat man eine ungleichmäßigere Vertheilung der Niederschläge über das Jahr beobachtet, seitdem durch die Theißregulierung das Inundationsgebiet dieses Flusses sehr bedeutend eingeschränkt wird; und in Böhmen wurde mit Recht die weitere Auflassung von Teichen von der Landesregierung untersagt. Die vor kurzem erfolgte Trockenlegung des Kopaissumpfes in Griechenland wird sich gewiss in klimatischer Hinsicht fühlbar machen, wie ohne Zweifel der projectirt gewesenen Schaffung eines „Saharameeres" eine günstige Wirkung auf das Klima in der Umgebung nicht ausgeblieben wäre.

Auch auf die Art der Trockenlegung von Mooren müssen wir hier zu sprechen kommen; wir erinnern nur daran, dass das Moorbrennen in Ostfriesland den sogenannten Höhenrauch erzeugt, welcher nicht bloß die Atmosphäre in unangenehmer Weise trübt, sondern dieselbe auch austrocknet, weil seine Staub- und Kohlentheilchen eine außerordentliche wasseranziehende Kraft besitzen. Auf diese Weise verhindert er die Bildung von Regen; über ungeheuren Flächen machen zuweilen die vom Winde weit fortgetragenen Rauchmassen ihre austrocknenden Wirkungen geltend.

Da hier vom Menschen die Rede ist, so wird auch die durch ihn erzielte Assanierung des Klimas an manchen Orten zu erwähnen sein. Durch Canalisierung, durch Austrocknung von Weichboden, durch Anpflanzung von Gärten und Rasenflächen gegen den Staub (wie in der Umgebung von Buenos-Aires), durch Schaffung pflanzenloser Flächen zur Verhütung fieberhauchender Vegetation (wie in Ostindien) oder umgekehrt durch die Anpflanzung der Eucalyptusbäume zur Abwehr der Malaria u. a. hat der Mensch an vielen Orten das Klima wesentlich gesünder gemacht.

Es sind dies wohl nur mehr locale Wirkungen, deren noch manche andere angeführt werden könnten. So hat man die Wahrnehmung gemacht, dass die gewaltigen Häusermassen der Großstädte, welche sich im Sommer stark erhitzen, durch die ausstrahlende Wärme vertheilend auf die Wolken ober ihnen einwirken, so dass es in der Stadt seltener zu Nieder-

schlägen kommt als in der Umgebung. Ferner wird berichtet, dass ein mit zahlreichen Blitzableitern versehener Gebäudecomplex in einem engen Thale eine anziehende Kraft auf Gewitterwolken ausübe, so dass es dort jetzt mehr hagele, als früher, da dieses Gebäude noch nicht existierte. Die ungeheuren Brände, durch welche die Urwälder Nordamerikas und an anderen Orten gelichtet werden, erzeugen nicht bloß großartige Wirbelwinde (vgl. S. 212), sondern rufen auch, wie wir Reye entnehmen, locale Regengüsse hervor.

So sehen wir, dass in der That der Mensch in sehr verschiedener Weise auf das Klima einwirkt und dasselbe in weiten Länderräumen allmählich vollkommen umgestaltet. Ein großer Theil der Landmassen ist schon diesem verändernden Einflusse unterlegen, aber da der letztere fortdauert, so ist das Ende dieses Umgestaltungsprocesses noch nicht erreicht. Die durch den Menschen bewirkte Veränderung des Klimas muss fortschreiten, so lange sein Geschlecht zunimmt, und wird allmählich alle bewohnbaren Länder umfassen. Erst wenn einmal die Zahl der Menschen in Abnahme geräth, wird dieser Einfluss wieder zurückgehen.

Sternenstrahlung.

(Nachtrag zu S. 39.)

Auf Grund von Berechnungen, welche **Pouillet** seinerzeit angestellt hat, wurde bisher die sogenannte „Sternenstrahlung" oder „Himmelswärme" als nicht zu unterschätzende Wärmequelle für unsere Erde angesehen und das von dem Fixsternhimmel unserem Planeten zukommende Wärmequantum auf ein Sechstel der Sommerwärme geschätzt. Hiervon ist auch auf S. 39 dieses Buches die Rede. Seit der Drucklegung dieses Abschnittes sind aber neue Untersuchungen über denselben Gegenstand von Dr. J. **Maurer** veröffentlicht worden, welche die Sache in einem ganz anderen Lichte erscheinen lassen. Letzterer weist darauf hin, dass wir gar nicht imstande sind, den Betrag der an der Erdoberfläche auftreffenden Sternenstrahlung von der eigenen Strahlung der gesammten, ruhenden und nicht erleuchteten Atmosphäre zu scheiden, dass wir folglich auch nicht zu bestimmen vermögen, welche Temperatur eine die Wärme vollständig absorbierende Masse ohne Atmosphäre an Stelle der Erde im interplanetaren Raume einzig und allein unter dem Einflusse der directen Wärmestrahlung der Gestirne annehmen würde. „Wir können heute nur soviel sagen: Alles deutet darauf hin, dass die Energiemenge, welche uns aus dem interplanetaren Raume vermöge der Radiation von Körpern hoher und niedriger Temperatur zugestrahlt wird, jedenfalls und namentlich im Vergleich zur Sommerwärme und zur eigenen Strahlung der Atmosphäre, von der sie gar nicht zu trennen, ganz belanglos ist. Dass die Sternenwärme aber jemals zur Erklärung gewisser meteorologischer Vorgänge an der Erdoberfläche, die eine außerirdische, also kosmische Ursache verlangen, mit Erfolg herbeigezogen werden könne, daran ist noch viel weniger zu denken."

Verzeichnis der Illustrationen.

Separatkarten in Farbendruck.

Karten und Diagramme im Texte.

Alphabetisches Namen- und Sachregister.

(Die Personennamen sind durchschossen.)

Berichtigungen:

S. 388, Z. 15 von unten lies „Klima" statt „Meer".
S. 394, Z. 19 von unten lies „49 Procent" statt „40 Procent".









